

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
METEOROLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Maissa Ludymilla Carvalho Pontes

**Mecanismos Físicos da Influência da Temperatura
da Superfície do Mar no Pacífico e Atlântico
Tropicais sobre as Chuvas no Norte do Nordeste
Brasileiro**

Campina Grande, Junho de 2017



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**



DISSERTAÇÃO

**MECANISMOS FÍSICOS DA INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE
DO MAR NO PACÍFICO E ATLÂNTICO TROPICAIS SOBRE AS CHUVAS NO
NORTE DO NORDESTE BRASILEIRO**

MAISSA LUDYMILLA CARVALHO PONTES

Campina Grande - Paraíba

2017

MAISSA LUDYMILLA CARVALHO PONTES

**MECANISMOS FÍSICOS DA INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE
DO MAR NO PACÍFICO E ATLÂNTICO TROPICAIS SOBRE AS CHUVAS NO
NORTE DO NORDESTE BRASILEIRO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, da Universidade Federal de Campina Grande, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Área de concentração: **Meteorologia de Meso e Grande Escala**

Subárea: **Interação Oceano-Atmosfera**

Orientador: Prof^ª. Dr^ª. Josefina Moraes Arraut

Campina Grande - Paraíba

2017

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

P815m	<p>Pontes, Maissa Ludymilla Carvalho.</p> <p>Mecanismos físicos da influência da temperatura da superfície do mar no Pacífico e Atlântico Tropicais sobre as chuvas no Norte e Nordeste Brasileiro / Maissa Ludymilla Carvalho Pontes. ó Campina Grande, 2018. 100 f. : il. color.</p> <p>Dissertação (Mestrado em Meteorologia) ó Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2017.</p> <p>"Orientação: Profª. Drª. Josefina Moraes Arraut".</p> <p>1. Temperatura da Superfície do Mar. 2. Nordeste. 3. Oceano. 4. Tropicais. I. Arraut, Josefina Moraes. II. Título.</p> <p>CDU 551.525.2(043)</p>
-------	---

MAISSA LUDYMLLA CARVALHO PONTES

**MECANISMOS FÍSICOS DA INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE
DO MAR NO PACÍFICO E ATLÂNTICO TROPICAIS SOBRE AS CHUVAS NO
NORTE DO NORDESTE BRASILEIRO**

Orientadora: **JOSEFINA MORAES ARRAUT.**

Banca Examinadora:

Profª. Drª. JOSEFINA MORAES ARRAUT
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande

Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande

Prof. Dr. Enio Pereira de Souza
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande

Prof. Dr. David Mendes
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Campina Grande - Paraíba

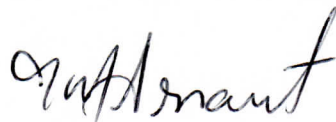
2017

MAISSA LUDYMILLA CARVALHO PONTES

MECANISMOS FÍSICOS DA INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DA
SUPERFÍCIE DO MAR NO PACÍFICO E ATLÂNTICO TROPICAIS SOBRE AS
CHUVAS NO NORTE DO NORDESTE BRASILEIRO

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 05/06/2017

BANCA EXAMINADORA



Profa. Dra. JOSEFINA MORAES ARRAUT
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. DAVID MENDES
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

AGRADECIMENTOS

A Deus, aquele que é amigo, irmão, mas acima de tudo pai. Que é fonte de forças inesgotável, um caminho de luz em meio a escuridão do dia-a-dia. A fé em Deus nos faz crer no incrível, ver o invisível e realizar o impossível. Só posso agradecê-lo.

A minha mãe, sem ela isso seria apenas um sonho, minha maior incentivadora, heroína, meu porto seguro. Sem sombras de dúvidas o maior dos presentes que Deus me deu e agradeço a Deus todos os dias por ela.

Aos meus irmãos, Maíra e Welverton por todo amor e companheirismo, a vida nos fez irmãos, mas sermos amigos foi uma escolha nossa.

Aos meus queridos Vínicius, Enzo, Maria Rita, Alice, Pedro e Davi, que mostram que a vida é mais divertida e alegre quando se tem uma criança por perto.

Aos meus primos, que são verdadeiros irmãos de alma.

As minhas tias que me ensinaram que eu sempre posso basta acreditar e mim mesma.

Aos meus avós Antônio e Sebastiana, com seus conselhos e ensinamentos.

Aos meus professores pelo apoio e dedicação.

A professora Dr. Josefina Moraes Arraut, pela orientação, dedicação e disponibilidade durante a construção deste trabalho.

A CAPES pelo fomento da bolsa de estudo.

Aos meus colegas os quais partilhamos ricos momentos e dos quais levarei para a vida.

Aos funcionários do departamento.

“O sucesso nasce do querer, da determinação e persistência em chegar a um objetivo. Mesmo não atingindo o alvo, quem busca e vence obstáculos, no mínimo fará coisas admiráveis. ”

José de Alencar

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	17
1. INTRODUÇÃO	17
2. OBJETIVOS	21
2.1 Objetivos Gerais	21
2.2 Objetivos Específicos	21
CAPÍTULO 2	22
1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	22
1.1 El Niño-Oscilação Sul – ENOS	23
1.2 Oscilação do Atlântico Norte (NAO)	27
1.3 A Zona De Convergência Intertropical (ZCIT)	27
1.4 Teleconexões.	29
1.5 Mecanismos Associados às Secas no Nordeste Brasileiro.	30
1.6 Índices	31
1.7 Fluxos de Calor na interface oceano-atmosfera.	32
CAPÍTULO 3	34
1. DADOS E METODOLOGIA	34
1.1 Dados	34
1.2 Metodologia	34
1.3 Análise de compostos.	36
1.4 Escolha dos anos para o estudo de caso	37
CAPÍTULO 4	41
1. RESULTADOS PRELIMINARES	41
1.1. El Niño – Índice NTA - diferenças entre quente e frio	41
1.2 La Niña – Índice NTA - diferenças entre quente e frio	43
1.3 Neutralidade – Índice NTA - diferenças entre quente e frio	46
1.4 – Índice N3 - quente e frio.	48

1.2. Mecanismos associados a estação chuvosa.	50
1.2.1 El Niño – Índice NTA - diferenças entre quente e frio	50
1.2.2 La Niña – Índice NTA - diferenças entre quente e frio	53
2. CONCLUSÕES PRELIMINARES	56
CAPÍTULO 5	58
ESTUDOS DE CASO	58
1. INTRODUÇÃO	58
2.OBJETIVO	60
2.1 Objetivos específicos	60
3. RESULTADOS	61
3.2 Ano 2010 seco	67
3.1 Ano 1985 Úmido.	73
3.1.3 Ano de 1995 Úmido.....	83
4. CONCLUSÕES	89
7. REFERENCIAS	92

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÃO

Figura 1. Representação das condições Neutras no Oceano Pacífico. Fonte: CPTEC/INPE e Dr. Michael McPhaden do Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL)/NOAA, Seattle, Washington, EUA.	25
Figura 2. Representação das condições para anos de El Niño. Fonte: CPTEC/INPE e Dr. Michael McPhaden do Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL) /NOAA, Seattle, Washington, EUA.	25
Figura 3. Representação gráfica de anos de La Niña. Fonte: CPTEC/INPE e Dr. Michael McPhaden do Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL) /NOAA, Seattle, Washington, EUA.	26
Figura 4. Representação gráfica das anomalias de TSM no oceano Atlântico associadas ao deslocamento para Sul da ZCIT. Fonte: Nobre e Molion (1986)	28
Figura 5. Representação gráfica das anomalias de TSM no oceano Atlântico associadas ao deslocamento para Sul da ZCIT. Fonte: Nobre e Molion (1986)	28
Figura 6. Representação gráfica das áreas escolhidas para a definição dos índices. Fonte: Adaptação de Enfield e Mayer (1997).	35
Figura 7. Representação gráfica das condições para escolha dos compostos, a cor vermelha representa a fase positiva (quente), a cor azul a fase negativa (fria) e a branca a fase neutra. Fonte: Pesquisa Direta.	37
Figura 8. Mapa do estado do Ceará, os pontos pretos representam as estações pluviométricas utilizadas. Fonte: Pesquisa Direta.	38
Figura 9. Representação para condições de El Niño para os compostos POSITIVO-NEGATIVOS. Anomalias da Pressão ao nível do mar (hPa) (sombreado) e anomalia do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores). Fonte: Pesquisa Direta	41
Figura 10. Representação para condições de El Niño para os compostos POSITIVOS-NEGATIVOS. Anomalias da TSM (K) (sombreado) anomalia do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores). Fonte: Pesquisa Direta	42
Figura 11. Representação gráfica para condições de El Niño, para os compostos POSITIVO-NEGATIVO da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmica ($w.m^2 \times 10^3$) (Sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno). Fonte: Pesquisa	43
Figura 12. Representação para condições de La Niña para os compostos POSITIVO-NEGATIVOS. Anomalias da Pressão ao Nível do mar (hPa) (sombreado) e anomalia do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores). Fonte: Pesquisa Direta.	44

Figura 13.Representação para condições de La Niña para os compostos POSITIVOS-NEGATIVOS. TSM (K) (sombreado) anomalia do campo de vento (vetores) ($m.s^{-1}$). Fonte: Pesquisa Direta	45
Figura 14.Representação para condição de La Niña, para os compostos POSITIVO-NEGATIVO da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmicas ($w.m^2 \times 10^3$) (Sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno). Fonte: Pesquisa Direta	45
Figura 15. Representação para condições de Neutralidade para os compostos POSITIVO-NEGATIVOS. Anomalias da Pressão ao nível do Mar (hPa) (sombreado) em superfície e anomalia do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores). Fonte: Pesquisa Direta.....	46
Figura 16.Representação para condições de Neutralidade para os compostos POSITIVOS-NEGATIVOS. TSM (K) (sombreado) anomalia do campo de vento (vetores) ($m.s^{-1}$). Fonte: Pesquisa Direta	47
Figura 17.Representação para condição de neutralidade, para os compostos POSITIVO-NEGATIVO da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmicas ($w.m^2 \times 10^3$) (Sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno). Fonte: Pesquisa Direta	47
Figura 18. Representação para compostos de Pacífico Quente – Frio. Anomalias da Pressão Nível do Mar (hPa) (sombreado) e vento ($m.s^{-1}$) (vetores) em superfície.....	49
Figura 19.Representação para compostos de Pacífico Quente – Frio. Anomalias da TSM (K) (sombreado) anomalia do campo de vento ($m.s^{-1}$) em superfície (vetores).	49
Figura 20.Representação para compostos de Pacífico Quente – Frio da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmicas ($w.m^2 \times 10^3$) (Sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno). Fonte: Pesquisa Direta.	50
Figura 21. Representação gráfica para condições de El Niño para MAM dos compostos POSITIVO-NEGATIVO do Atlântico da Pressão ao Nível do mar (hPa) (sombreado) e do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) em superfície. Fonte: Pesquisa Direta.....	51
Figura 22. Representação gráfica para condições de El Niño para MAM dos compostos POSITIVO-NEGATIVO do Atlântico da TSM (K) (sombreado) e do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) em superfície. Fonte: Pesquisa Direta	52
Figura 23. Representação gráfica para condições de El Niño para MAM dos compostos POSITIVO-NEGATIVO do Atlântico da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmicas ($w.m^2 \times 10^3$) (Sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno).	52

Figura 24. Representação gráfica para condições de La Niña para MAM dos compostos POSITIVO-NEGATIVO do Atlântico da Pressão ao Nível do Mar (hPa) (sombreado) e do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) em superfície. Fonte: Pesquisa Direta.	53
Figura 25. Representação gráfica para condições de La Niña para MAM dos compostos POSITIVO-NEGATIVO do Atlântico para TSM (K) (sombreado) e campo de vento ($m.s^{-1}$) (contorno) em superfície. Fonte: Pesquisa Direta.	54
Figura 26. Representação gráfica para condições de La Niña para MAM dos compostos POSITIVO-NEGATIVO para o Índice NTA da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmicas ($w.m^2 \times 10^{-3}$) (sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno). Fonte: Pesquisa Direta.	54
Figura 27. Anomalias da TSM (K) (sombreado) e para o campo de vento (vetores) ($m.s^{-1}$) em superfície referente a MAM do ano de 1983. Fonte: Pesquisa Direta.	63
Figura 28. Anomalias do Pressão ao Nível do Mar (hPa) (sombreado) e do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) em superfície referente a MAM do ano de 1983. Fonte: Pesquisa Direta.	63
Figura 29. Anomalia da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmicas ($w.m^2 \times 10^{-3}$) (sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno) referente a MAM de 1983. Fonte: Pesquisa Direta.	65
Figura 30. Divergência do vento em baixos 925 hPa (superior) e altos 200 hPa (inferior) níveis referentes a MAM de 1983. Fonte: Pesquisa Direta.	65
Figura 31. Perfil vertical da célula de Walker referente a MAM de 1983. Fonte: Pesquisa Direta.	66
Figura 32. Perfil vertical da célula de Hadley referente a MAM de 1983. Fonte: Pesquisa Direta.	66
Figura 33. Anomalia da Precipitação (mm) referente a MAM de 1983. Fonte: Pesquisa Direta.	67
Figura 34. Anomalias da TSM (K) (sombreado) e para o campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) em superfície referente MAM para o ano de 2010. Fonte: Pesquisa Direta.	68
Figura 35. Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (hPa) (sombreado) e para o campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a MAM do ano de 2010. Fonte: Pesquisa Direta.	69
Figura 36. Anomalia da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmicas ($w.m^2 \times 10^{-3}$) (sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno) referente a MAM de 2010. Fonte: Pesquisa Direta.	70
Figura 37. Divergência do vento em baixos (925 hPa) (superior) e altos (200 hPa) (inferior) níveis referentes a MAM de 2010. Fonte: Pesquisa Direta.	70

Figura 38. Perfil vertical da célula de Walker referente a MAM de 2010. Fonte: Pesquisa Direta.	71
Figura 39. Perfil vertical da célula de Hadley referente a MAM de 2010. Fonte: Pesquisa Direta.	71
Figura 40. Anomalia da Precipitação (mm) referente a MAM de 2010. Fonte: Pesquisa Direta.	72
Figura 41. Anomalias da TSM (K) (sombreado) e o campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a MAM para o ano de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.	73
Figura 42. Anomalia da Pressão ao Nível do Mar (hPa) (sombreado) e do vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a MAM do ano de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.	74
Figura 43. Anomalias da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmicas ($w.m^2 \times 10^{-3}$) (sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno) referente a MAM de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.	75
Figura 44. Divergência do vento em baixos 925 hPa (superior) e altos 200 hPa (inferior) níveis referentes a MAM de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.	76
Figura 45. Perfil vertical da célula de Walker referente a MAM de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.	76
Figura 46. Perfil vertical da célula de Hadley referente a MAM de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.	77
Figura 47. Anomalia da Precipitação (mm) referente MAM de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.	77
Figura 48. Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a MAM para o ano de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.	78
Figura 49. Anomalias da Pressão ao Nível do mar (hPa) (sombreado) e vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a MAM para o de ano de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.	79
Figura 50. Anomalias da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmicas ($w.m^2 \times 10^{-3}$) (sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno) referente a MAM de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.	80
Figura 51. Divergência do vento em baixos 925 hPa (superior) e altos 200 hPa (inferior) níveis referentes a MAM de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.	81
Figura 52. Perfil vertical da célula de Walker referente a MAM de 2011. Fonte: Pesquisa Direta	81
Figura 53. Perfil vertical da célula de Hadley referente a MAM de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.	82

Figura 54. Anomalia da Precipitação (mm) referente a MAM de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.	82
Figura 55. Anomalia da TSM (K) (sombreado) e de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a DFJ de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.	83
Figura 56. Anomalia da TSM (K) (sombreado) e vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a MAM de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.	84
Figura 57. Anomalia da Pressão ao Nível do Mar (hPa) (sombreado) e vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a MAM de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.	85
Figura 58. Anomalia da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmicas ($w.m^2 \times 10^3$) (sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno) referente a MAM de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.	85
Figura 59. Divergência do vento em baixos 925 hPa (superior) e altos 200 (hPa) (inferior) referente a MAM de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.	86
Figura 60. Perfil vertical da célula de Walker para referente a MAM de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.	87
Figura 61. Perfil vertical da célula de Hadley referente a MAM de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.	87
Figura 62. Anomalia da Precipitação (mm) referente a MAM de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.	88

LISTA DE ABREVIATURA E SIGLAS

ASAN	Alta Subtropical do Atlântico Norte
ASAS	Alta subtropical do Atlântico Sul
ATLN	Atlântico Norte
ATLS	Atlântico Sul
ATLT	Atlântico Tropical
ATLTN	Atlântico Tropical Norte
ATLTS	Atlântico Tropical Sul
ATSM	Anomalia da Temperatura da superfície do mar
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENOS	El Niño – Oscilação Sul
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
HN	Hemisfério Norte
IOS	Índice do Oscilação Sul
MAM	Março-Abril-Maio
MJO	Madden-Julian Oscillation Sigla em inglês
N3	Índice Niño3
NAO	Sigla em inglês North Atlantic Oscillation
NEB	Nordeste Brasileiro

NNB	Norte do Nordeste Brasileiro
HS	Hemisfério Sul
NTA	Índice do Atlântico Norte (North Tropical Atlantic)
PNM	Pressão ao Nível do Mar
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

RESUMO

A qualidade da estação chuvosa no Nordeste pode ser relacionada com a variabilidade que surge em decorrência do fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) que influencia a estação chuvosa tanto pela alteração na célula de Walker quanto, por padrões de teleconexões, sendo este último responsáveis por causar variabilidades na Temperatura da superfície do Mar (TSM) no Atlântico Norte, através de padrões de trem de onda, que pode influenciar no deslocamento e tempo da permanência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) nestas latitudes. O deslocamento mais para norte da ZCIT pode ocasionar a formação de uma célula termalmente direta com seu ramo de subsidência ao sul do equador. A precipitação na estação chuvosa no Nordeste ainda pode ser influenciada pela variabilidade da TSM, pressão ao nível do mar (PNM) e vento sobre a bacia do Atlântico, influenciando também o posicionamento da ZCIT, tanto por influenciar o gradiente inter-hemisférico de TSM quanto pelo posicionamento da convergência dos alísios. Neste trabalho buscou-se melhorar a compreensão da forma como estes mecanismos se combinam, e se há predominância entre eles. Numa etapa inicial foram analisados compostos de um conjunto de variáveis para situações de El Niño, La Niña e neutralidade no Pacífico, com o intuito de investigar os principais mecanismos controlador da variabilidade do Atlântico nesses diferentes casos. Mostrando assim, que nas fases positiva e negativa do ENOS a grande variabilidade nos extratropicais se sobressai sobre as pequenas variações na região tropical e que as anomalias de fluxo de calor são influenciadas pelo o mecanismo de retroalimentação positiva, para condições de neutralidade a variabilidade nos trópicos parece ser mais notada e a variação do fluxo de calor ocorre pela variação da temperatura na interface oceano-atmosfera. Tais resultados foram seguidos por análises de alguns estudos de casos, para isto, foram analisados anos específicos com relação às anomalias nas células de Hadley, Walker, fluxos de calor, TSM, pressão ao nível (PNM), vento e precipitação mostrando que os efeitos das teleconexões do ENOS são influenciados de maneiras diferentes dependendo da intensidade do fenômeno. Para os anos estudados um dos principais mecanismos de variabilidade para a TSM na região tropical foi o mecanismo de retroalimentação positiva. Todavia, para o ano em que o gradiente inter-hemisférico foi bem definido, a variação da temperatura na interface oceano-atmosfera foi o principal forçante para as anomalias de fluxo de calor. Mostrando que o mecanismo de variabilidade mudará de ano para ano a depender das anomalias da TSM. As bacias do Atlântico Tropical Norte e Sul tendem a responderem a variabilidade com mecanismos diferentes de um ano para outro.

ABSTRACT

The quality of the rainy season in the Northeast can be related to the variability that arises in from of the phenomenon El Niño-Southern Oscillation (ENSO). That influences the rainy season by both the change in Walker's cell and by teleconnection patterns. The latter are responsible for causing variability in the sea surface temperature (SST) in the North Atlantic, by means of wave train patterns, which may influence the displacement and time of permanence of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) in these latitudes. This further northward shift of the ITCZ may lead to the formation of a thermally direct cell with its branch of subsidence south of the equator. Precipitation in the rainy season in the Northeast can still be influenced by the variability of SST, sea level pressure (PNM) and wind over the Atlantic basin. This variability also affects the positioning of the ZCIT, both because it influences the inter-hemispheric SST gradient and the positioning of the trade-offs. In this work was sought to improve the understanding of how these mechanisms combine, and whether there is predominance between them. In an initial stage we analyzed compounds of a set of variables for situations of El Niño, La Niña and neutral Pacific. The aim was to investigate the main mechanisms controlling the Atlantic variability in these different cases. It is possible to observe that in the positive and negative phases of the ENSO the great variability in the extratropics stands out for the small variations in the tropical region and that the anomalies of the heat flow were influenced by the positive feedback mechanism. For the neutral Pacific the variability in the tropics seemed to be more noticeable and the variation of the heat flow occurred by the temperature variation at the ocean-atmosphere interface. Some case studies were then made. That is, we analyzed specific years with respect to the anomalies in the cells of Hadley, Walker, heat flows, SST, geopotential, wind and precipitation. Thus, the effects of ENSO teleconnections are influenced in different ways depending on the intensity of the phenomenon. For the years studied, one of the main mechanisms of variability for SST in the tropical region was the positive feedback mechanism. However, for the year in which the inter-hemispheric gradient was well defined, the temperature variation at the ocean-atmosphere interface was the main force for the heat flow anomalies. Showing that the variability mechanism will change from year to year depending on the SST anomalies. The results show that the North Atlantic and Southern Tropical Atlantic basins tend to respond to variability with different mechanisms from year to year.

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

A camada superficial dos oceanos é um dos principais responsáveis pela influência do comportamento atmosférico, sendo a principal variável a Temperatura da superfície do mar (TSM). O acoplamento entre o oceano e a atmosfera se dá, principalmente, por meio dos fluxos de calor e momentum. Para efeitos deste estudo interessam-se, sobretudo, os fluxos de calor, pois são os maiores responsáveis por influenciar a dinâmica da atmosfera nos trópicos.

A alta capacidade térmica dos oceanos é um fator importante neste panorama por dois motivos, em primeiro lugar, fazendo com que o oceano tenha “memória” do aquecimento recebido em meses anteriores. Em segundo lugar, garante que a TSM varie lentamente, influenciando a atmosfera nas escalas de tempo sazonal, interanual e inter-decadal (SILVA E SILVA 2012). Alguns pesquisadores, como por exemplo, Moura e Shukla (1981) e Philander (1991) sugerem que o oceano seja o principal modulador do clima global, com a TSM assumindo o papel de forçamento atmosférico, influenciando o escoamento atmosférico, como comprovado nos campos de pressão e de vento, que podem refletir tanto influências termicamente diretas quanto a teleconexões (SILVA E SILVA, 2012).

Padrões de teleconexões são, com frequência, causados por fenômenos ondulatórios que propagam energia para longe da fonte de perturbação. Exemplos destes padrões são os gerados pelo ENOS que é um fenômeno acoplado oceano-atmosfera que ocorre no Pacífico Equatorial. As teleconexões estendem a influência do fenômeno por várias partes do globo (SACCO, 2010). Há também teleconexões causadas pela existência de células de circulação vertical de escala planetária, como as de Hadley e as de Walker. O posicionamento dos ramos ascendente e subsidente destas células estão associadas à localização de regiões de chuvas abundantes e escassas, respectivamente.

O ENOS é um fenômeno acoplado oceano-atmosfera, que ocorre no Pacífico Equatorial e cujos efeitos sobre a circulação, nebulosidade e a precipitação atingem diversos locais. Em particular, no Brasil, são afetadas as regiões Norte, Sul e Nordeste (SANTOS ET. AL., 2010; COELHO ET. AL., 2002).

Um dos importantes efeitos do ENOS é o de interligar o Pacífico e o Atlântico tropical (ATLT) através de padrões de propagação de onda. (SARAVANAN E CHANG, 2000, E;

SUTTON ET AL. 2000). Acredita-se que estas teleconexões afetam a TSM no ATLT por meio de alterações provocadas nos alísios, que influenciam os fluxos de energia entre o oceano e a atmosfera (Nobre e Shukla, 1996). Além desta influência sobre a TSM do Atlântico, o ENOS influencia a posição e a intensidade da circulação de Walker, afetando o Pacífico, a América do Sul e o Atlântico, com possíveis efeitos sobre as chuvas no Nordeste Brasileiro (SARAVANAN E CHANG 2000).

Para a TSM do Atlântico Tropical o ENOS não é a única fonte de variabilidade, são observadas variações de intensidade do gradiente inter-hemisférico de TSM nas escalas sazonal, interanual e decadal, cujas causas são apenas parcialmente conhecidas. Sabe-se que têm destaque as alterações na intensidade dos ventos alísios em cada hemisfério causando, como mencionado anteriormente, variação nos fluxos de calor entre oceano e atmosfera. Por isto, é importante compreender os mecanismos que causam alteração dos alísios. Um deles é a variação na intensidade das altas subtropicais. No Hemisfério Norte (HN) isto está ligado à ocorrência da Oscilação do Atlântico Norte (NAO, sigla em Inglês para North Atlantic Oscillation). Alguns autores sugerem a existência de um modo dipolo no Atlântico Tropical, o que significa a ocorrência de anomalias em oposição de fase entre os dois hemisférios (MOURA E SHUKLA, 1981), porém outros questionam a sua existência (SARAVANAN E CHANG, 2000), pela falta de um mecanismo físico proposto para explicar estas variações opostas. As variações de intensidade do gradiente inter-hemisférico de TSM e os impactos do ENOS são os principais responsáveis pelas alterações em escala interanual da precipitação no Nordeste (SOUZA ET AL., 2010, MENEZES ET AL., 2008). Um importante motivo é o impacto que tem sobre a extensão da migração para o sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e o seu tempo de permanência nestas latitudes. Hastenrath e Heller (1977) afirmavam que a flutuabilidade nas anomalias de TSM, da pressão ao nível do mar (PNM) e dos ventos estavam relacionadas com as anomalias de precipitação no norte do Nordeste brasileiro (NNB).

O semiárido do NNB é uma região caracterizada por longos períodos de estiagem e possui sua estação chuvosa concentrada nos meses de março a abril. Isto ocorre apesar da região situar-se, ao longo de todo o ano, corrente abaixo dos ventos alísios do Atlântico Tropical, que fornecem abundante umidade. Acredita-se que o principal fator inibidor de chuvas seja a presença de subsidência atmosférica, causada tanto pelas circulações verticais zonais (Walker), quanto meridionais, (Hadley). Sendo um dos principais sistemas atmosférico do norte do Nordeste a ZCIT que garante a ocorrência de precipitação no período da estação chuvosa, como mencionado anteriormente, porém, existem distúrbios capazes de produzir movimento

ascendente e acentuar o transporte de umidade para a região, contribuindo para a geração de chuvas. Importantes exemplos destes outros distúrbios são os vórtices ciclônicos de altos níveis, e os distúrbios ondulatórios de leste. Neste estudo o principal sistema de interesse é a ZCIT. Abordando este ponto de vista pode-se mencionar que os vórtices ciclônicos e as ondas de leste são uma fonte de variabilidade intrasazonal para a ZCIT e para a estação chuvosa do NNB (XIE E CARTON, 2004).

A marcha sazonal da ZCIT é provocada, em primeiro lugar, pela marcha sazonal do sol, uma vez que a ZCIT segue a faixa de águas oceânicas mais quentes. No entanto, observa-se importante variabilidade interanual, que deve ser explicada por outros mecanismos. Como mencionado acima, variações na intensidade dos ventos alísios são capazes de influenciar a TSM *in situ*, por meio de alterações nos fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera. Desta forma, podem influenciar a posição da faixa de águas mais quentes e também da ZCIT. Importantes fontes de variabilidade para os alísios são as flutuações na pressão em baixos níveis, que podem ser causadas por conhecidos modos de variabilidade local no Atlântico, como a NAO, ou por teleconexões, como as associadas ao ENOS.

Outro aspecto fundamental, sinalizado acima, são as alterações na intensidade e posicionamento da circulação de Walker cujo ramo descendente situa-se costumeiramente sobre o Nordeste.

O papel desempenhado pelo ENOS como “ponte atmosférica” (GIANNINI ET AL., 2001) interligando o oceano Pacífico e o Atlântico e a sua relação com a TSM, e como tais mecanismos atuam junto na influência dos padrões de chuva no Nordeste brasileiro tem sido foco de inúmeros estudos. Sabendo que tal mecanismo é associado a períodos de extremos da precipitação e que esses extremos têm consequências, econômicas, sociais e ambientais.

Este trabalho se propõe a estudar os mecanismos físicos causadores da variabilidade da qualidade da estação chuvosa no norte do Nordeste brasileiro, por meio de análises de compostos e estudos de casos, para uma melhor compreensão do comportamento e atuação conjunta desses mecanismos. Para avaliar a conexão entre a variabilidade da TSM do Atlântico Tropical e as chuvas para as fases dos ENOS.

O trabalho foi organizado em cinco capítulos. O primeiro capítulo será composto de uma introdução e objetivos, o segundo capítulo compreenderá a revisão bibliográfica, o terceiro capítulo é composto de dados e metodologia, o quarto capítulo compreenderá os resultados e

conclusões sobre os compostos e o quinto e último compreenderá uma pequena introdução sobre a área de estudo, os objetivos, resultados e conclusões sobre os estudos de casos.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivos Gerais

Analisar a variabilidade das TSM do Pacífico e Atlântico Tropicais tão como os mecanismos físicos envolvidos na variabilidade interanual da precipitação e a qualidade da estação chuvosa no norte do Nordeste brasileiro (NEB).

2.2 Objetivos Específicos

1. Investigar por meio de análises de compostos, as causas da variabilidade da TSM do Atlântico para três situações bem definidas no Pacífico: El Niño, La Niña e anos neutros.
2. Investigar por meio de análise de compostos os mecanismos atuantes na estação chuvosa do Nordeste brasileiro.
3. Investigar por meio de estudos de casos a atuação e a hierarquia de importância de tais mecanismos em anos considerados úmidos e secos.

CAPÍTULO 2

1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O Nordeste apresenta alta variabilidade climática, com grande variação espacial e temporal da sua precipitação. No interior encontra-se tipicamente um clima semiárido, com precipitação anual acumulada principalmente entre 500 mm e 800 mm/ano e temperaturas do ar média anual em torno de 25°C a 28°C (AZEVEDO ET AL. 1998). Já na costa leste o clima é chuvoso, com acumulados anuais superiores a 1500 mm/ano (KOUSKY E CHU, 1978) enquanto na costa norte os totais acumulados ficam entre 1000 e 1200 mm/ano (CPTEC, 2015; HASTENRATH E HELLER, 1977). Estes totais apresentam considerável variação interanual, o que é foco de inúmeros estudos (UVO ET AL. 1998; WARD E FOLLAND, 1991; CHU, 1983; NAMIAS, 1972).

Estudos identificaram que a precipitação sobre o Nordeste pode ser relacionada com o ENOS (KAYANO E ANDREOLI, 2006), com a TSM do oceano Atlântico, vento e PNM (XIE E CARTON, 2004, HASTENRATH E HELLER, 1977), e com a marcha interanual da ZCIT (MECHOSO ET AL, 1990). Segundo Molion e Bernardo (2000), os mecanismos responsáveis pela a precipitação do Nordeste pode ser classificada em grande, meso e microescala. Os de grande escala são responsáveis por 30% a 80% da precipitação, e o principal sistema atuante é a ZCIT. Há também as linhas de instabilidade e as frentes frias de escala sinótica, vindas dos extratropicais que também contribuem, mas não ocorrem com frequência. Na mesoescala tem-se complexos convectivos e brisas marítimas e terrestres. Circulações orográficas e pequenas células convectivas constituem os fenômenos da escala local. Apesar da multiplicidade dos sistemas potencialmente causadores de chuva, a região sofre com frequência devido o déficit ou baixa intensidade da sua estação chuvosa. Estatisticamente, acontecem de 18 a 20 anos de seca a cada 100 anos (MARENGO E VALVERDE 2008).

A temperatura da superfície dos oceanos Pacífico e Atlântico é a principal variável física que influencia a variabilidade das chuvas no norte do Nordeste brasileiro (PHILANDER 1991). A interação da TSM com a PNM e o vento, segundo alguns estudos (NOBRE E SHUKLA, 1996), é a principal responsável pelas anomalias do regime de precipitação do NNE, pois desta interação vem grande parte da variabilidade interanual no alcance sul do deslocamento da ZCIT e do seu tempo de permanência nestas latitudes (POLZIN E HASTENRATH, 2014; TOURRE, 1998; VENEGAS ET AL. 1997).

As interações mencionadas no parágrafo anterior, entre TSM, PNM e vento, ocorrem tanto no Pacífico quanto no Atlântico equatoriais, embora as variações destas grandezas sejam mais intensas no Pacífico, aquelas que ocorrem sobre o Atlântico têm influência direta e intensa sobre a posição da ZCIT. É importante também observar que a variabilidade da TSM nos dois oceanos não é totalmente independente. Há fortes evidências da influência do ENOS sobre a TSM do Atlântico (NOBRE E SHUKLA, 1996).

Hastenrath e Heller (1977), observaram que as anomalias de chuva no Nordeste estavam relacionadas ao enfraquecimento do gradiente de pressão e a intensidade do alísio, que determina o posicionamento da confluência dos ventos e assim o posicionamento da ZCIT, indicando que anomalias de TSM no Atlântico tropical e de precipitação no norte do Nordeste são relacionadas da seguinte forma: anomalias de TSM positivas no Hemisfério Norte e negativas no Hemisfério Sul (HS) estão associadas à anos secos, enquanto que um padrão inverso está associado à anos úmidos. Moura e Shukla (1981) elaboraram experimentos de modelo para testar o efeito do primeiro padrão sobre a atmosfera. Mais especificamente, fizeram simulações com um modelo atmosférico forçado por anomalias de TSM positivas ao norte e negativas ao sul. Obtiveram como resultado a formação de uma circulação vertical anômala, termalmente direta, com ramo ascendente no Norte e descendente no Sul, sobre o Nordeste e o Atlântico adjacente. Pode-se argumentar que estas anomalias estejam relacionadas a um posicionamento da ZCIT mais ao norte do que a média. Isto é coerente com o fato da ZCIT seguir a faixa de águas mais quentes.

A compreensão dos fatores que causam a variabilidade da TSM no Atlântico passa a ser interessante para os estudos da variabilidade das chuvas no norte do Nordeste, tornando-se foco de vários estudos como, Andreoli e Kayano (2007), Kayano e Andreoli (2006), Nobre e Shukla (1996), Enfield (1989), Quinn et al. (1987), Covey e Hastenrath (1978) entre outros. Esta variabilidade pode estar associada a outro mecanismo de escalas diferentes como é o caso do ENOS e a NAO que são fenômenos conhecidamente associadas à variabilidade da TSM (KAYANO E ANDREOLI, 2004; NAMIAS, 1972).

1.1 El Niño-Oscilação Sul – ENOS

O ENOS é um fenômeno acoplado oceano-atmosfera cujos efeitos sobre a dinâmica da atmosfera e sobre o clima afetam diversas regiões espalhadas pelo globo. Possui influência sobre as anomalias de precipitação no norte, nordeste e sul do Brasil. Na sua fase positiva (El Niño) gera anomalias negativas na precipitação da região norte e nordeste da América do Sul e

anomalias positivas na região Sul, e na fase negativa (La Niña) produz anomalias positivas de precipitação nas regiões norte e nordeste e anomalias negativas na região sul (SILVA E SILVA, 2012; MINUZZI ET AL., 2006; PRELA ET AL., 2006).

O nome ENOS, El Niño Oscilação Sul, advém da forma como o fenômeno é tipicamente observado: um deslocamento zonal da região das águas mais quentes no Pacífico equatorial e uma “gangorra” na anomalia de pressão de superfície, entre as estações do Taiti, no Pacífico central e Darwin, no norte da Austrália. Esta oscilação na pressão é a chamada Oscilação Sul, monitorada através do índice de mesmo nome (IOS, Índice de Oscilação Sul) (GLANTZ, 1996; PHILANDER, 1991).

Em condições normais os alísios, soprando ao longo de toda a extensão da bacia do Pacífico, forçam uma corrente que desloca as águas superficiais desde o extremo leste até a “piscina aquecida do Pacífico”, na região da Indonésia. Este deslocamento de água força também uma circulação vertical no oceano, com ressurgência no Leste, próximo à costa do Peru (GONZALEZ ET AL., 2013). As águas relativamente frias que ali emergem são aquecidas ao longo do seu extenso percurso e chegam até a Indonésia aquecidas, formando ali uma profunda camada de águas mais quentes que distancia a termoclina da superfície, inibindo a ressurgência. A ação constante dos ventos leva ao “represamento” dessas águas mais quentes e calcula-se que haja uma diferença de dois metros no nível da superfície do Pacífico entre os seus extremos oeste e leste (ACEITUNO, 1989).

Com o acumulado das águas quentes no Leste do Pacífico há maior liberação de calor sensível e latente para o ar, o que provoca movimento ascendente e abundante precipitação. Movimento descendente é observado sobre o Leste da costa da América do Sul (Figura 1), que em conjunto com TSM mais fria, associada à ressurgência, inibe a precipitação. A ocorrência conjunta destes movimentos forma uma circulação vertical zonal termicamente direta chamada Célula de Walker. (KAYANO ET AL. 2011).



Figura 1. Representação das condições Neutras no Oceano Pacífico. Fonte: CPTEC/INPE e Dr. Michael McPhaden do Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL)/NOAA, Seattle, Washington, EUA.

Sua fase positiva (El Niño) consiste em um enfraquecimento dos alísios, fazendo com que as águas quentes concentradas no leste do Oceano Pacífico desloquem-se em direção a costa oeste da América do Sul provocando um aquecimento anômalo das águas e aprofundamento da termoclina.

A região de ascendência do ar e precipitação desloca-se para o centro do Pacífico, provocando a bifurcação da célula de Walker, que passa a ter ramos descendentes sobre partes da América do Sul e da Austrália, (Figura 2). Nesta situação o ramo de subsidência tende a posicionar-se no interior do continente, afetando o leste da Amazônia e o Norte do Nordeste, causando anomalias negativas de precipitação (XIE E CARTON, 2004; GIANNINI ET AL. 2001; SARAVANAN E CHANG, 2000; NOBRE E SHUKLA, 1996).

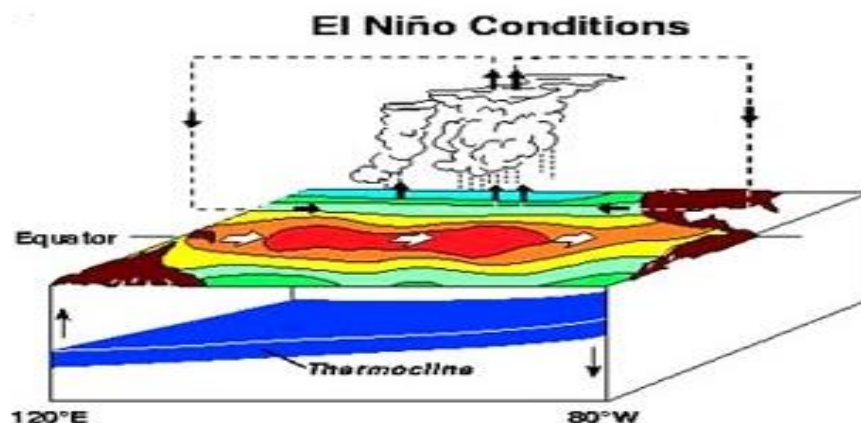


Figura 2. Representação das condições para anos de El Niño. Fonte: CPTEC/INPE e Dr. Michael McPhaden do Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL) /NOAA, Seattle, Washington, EUA.

A fase negativa (La Niña) consiste na intensificação dos ventos alísios o que provoca maior evaporação e resfriamento das águas do Pacífico Equatorial, assim como o aumento do “represamento” das águas quentes no Oeste e da ressurgência a oeste da costa oeste da América do Sul. A intensificação do gradiente zonal de temperatura no Pacífico Equatorial leva à intensificação da circulação de Walker (Figura 3) (SANTOS ET AL., 2010).

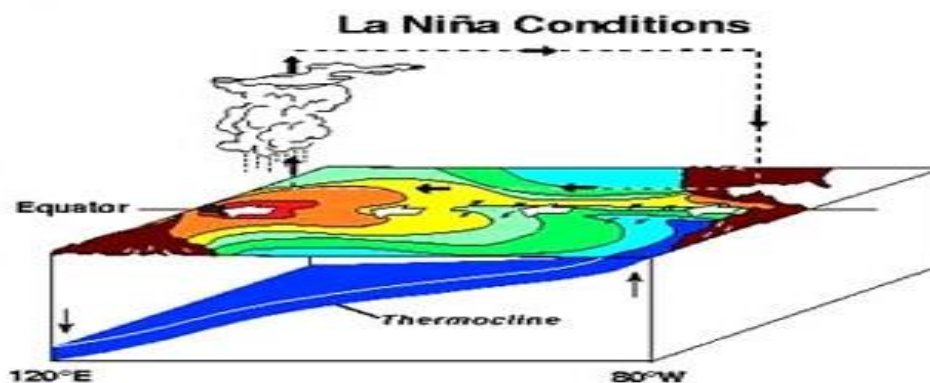


Figura 3. Representação gráfica de anos de La Niña. Fonte: CPTEC/INPE e Dr. Michael McPhaden do Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL) /NOAA, Seattle, Washington, EUA.

De forma resumida, eventos negativos intensificam a circulação de Walker normal sobre o Pacífico, com seu ramo ascendente sobre o Pacífico Equatorial Oeste e descendente sobre o Pacífico equatorial leste. Agindo contrários aos eventos positivos que por sua vez modificam a célula de Walker, que passa a ter ramo ascendente sobre o Pacífico Equatorial Central, ramos descendentes sobre o leste do continente da Oceania e oeste da América do Sul.

A influência do ENOS na variabilidade da precipitação sobre o Brasil é tema recorrente de vários estudos (SILVA ET AL., 2011; PRELA ET AL., 2006; MINUZZI ET AL., 2006). Há evidências também de associação entre o ENOS e o desenvolvimento do modo de Dipolo da TSM no Atlântico Tropical norte e sul. (MOURA ET AL. 2009; SERVAIN, 1993). A influência do Niño sobre a TSM do ATLT (KLEIN ET AL., 1999) provoca mudanças na circulação, causando impacto nas chuvas na região Tropical equatorial. (XIE E CARTON, 2004; GIANNINI ET AL. 2001; SARAVANAN E CHANG, 2000; NOBRE E SHUKLA, 1996).

1.2 Oscilação do Atlântico Norte (NAO)

A Oscilação do Atlântico Norte é um dos principais modos de variabilidade de baixa frequência, possui maior impacto sobre o tempo e o clima na região do ATLN e áreas continentais adjacentes, como continente Euroasiático e América do Norte sendo fonte de variabilidade para a TSM, PNM e intensidade dos ventos sobre o ATLN, sendo assim, é um dos principais mecanismos que induzem a variabilidade dessa bacia. Alguns trabalhos sugerem relação entre a NAO e a Oscilação Sul (KUSHNIR, 1999; HURRELL, 1995B; ROGERS, 1984; WALLACE E GUTZLER, 1981; VAN LOON E ROGERS, 1978), o primeiro a identificar sinais do NAO foi Sir Gilbert Walker em 1920 (WALKER E BLISS, 1932; WALKER, 1924).

A oscilação do Atlântico Norte é monitorada por meio de um índice que se baseia na diferença de pressão na superfície do mar entre a alta subtropical do Atlântico Norte (também conhecida como Alta dos Açores) e a baixa subpolar (Baixa da Islândia).

A fase positiva da NAO é caracterizada por intensificação da baixa subpolar e da Alta dos Açores. Configuração esta que intensifica os ventos de nordeste sobre o Atlântico Tropical, levando a maior escoamento de umidade do Atlântico Norte para a América do Sul. Na fase negativa observa-se situação contrária, com desintensificação da baixa subpolar e da alta dos Açores, favorecendo ventos de nordeste mais fracos sobre o Atlântico, levando à redução do transporte de umidade para a América do Sul (NOAA; SILVA IAG/USP 2009).

1.3 A Zona De Convergência Intertropical (ZCIT)

Na região equatorial dos oceanos Pacífico, Índico e Atlântico e áreas continentais adjacentes o mais importante sistema gerador de precipitação é a ZCIT. Ela caracteriza-se por uma banda de nebulosidade que surge da confluência dos alísios de nordeste e sudeste. É uma faixa de acentuada instabilidade atmosférica que favorece o desenvolvimento de intensas correntes ascendentes, com formação de nuvens convectivas de grande desenvolvimento vertical (VAREJÃO-SILVA, 2005). A ZCIT faz parte da circulação geral da atmosfera por estar associada ao ramo ascendente da célula de Hadley. A convecção cúmulos na ZCIT é o principal mecanismo de ascensão do ar nesta célula (FERREIRA, 1996). O sistema tem seu deslocamento anual influenciado pela variabilidade dos centros de alta pressão subtropicais. A alta subtropical mais intensa a norte junto a ocorrência de anomalias de TSM mais frias a norte e mais quente a Sul, contribui para deslocar a ZCIT para sul (Figura 4), influenciando no aumento da qualidade da estação chuvosa no norte do Nordeste.

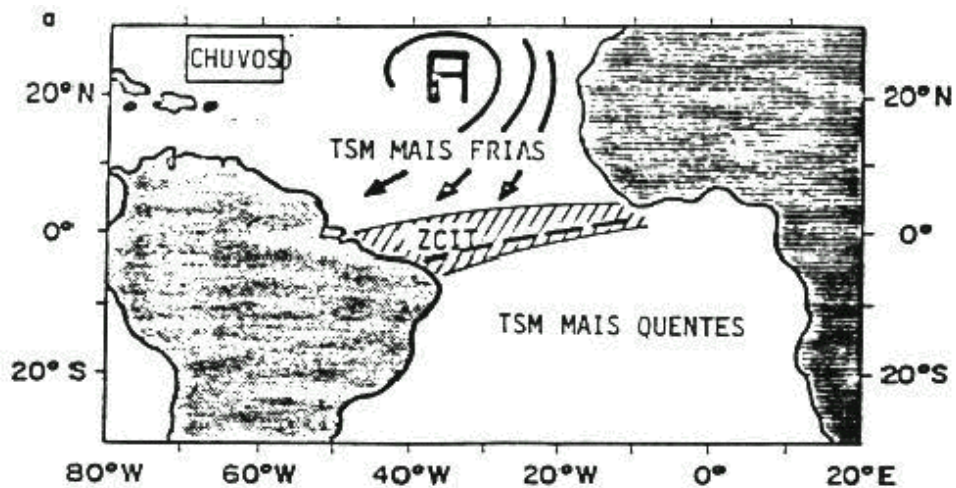


Figura 4. Representação gráfica das anomalias de TSM no oceano Atlântico associadas ao deslocamento para Sul da ZCIT. Fonte: Nobre e Molion (1986)

Por outro lado, a Alta Subtropical Sul mais intensa provoca aumento da intensidade dos alísios no Hemisfério Sul associada a TSM frias contribuem para um maior deslocamento para o norte da ZCIT, o que tende a provocar anomalias negativas de chuva no norte do Nordeste. Este efeito pode ser acentuado pela presença de TSM mais quente do que o normal no HN (Figura 5) (Hastenrath e Heller, 1977)

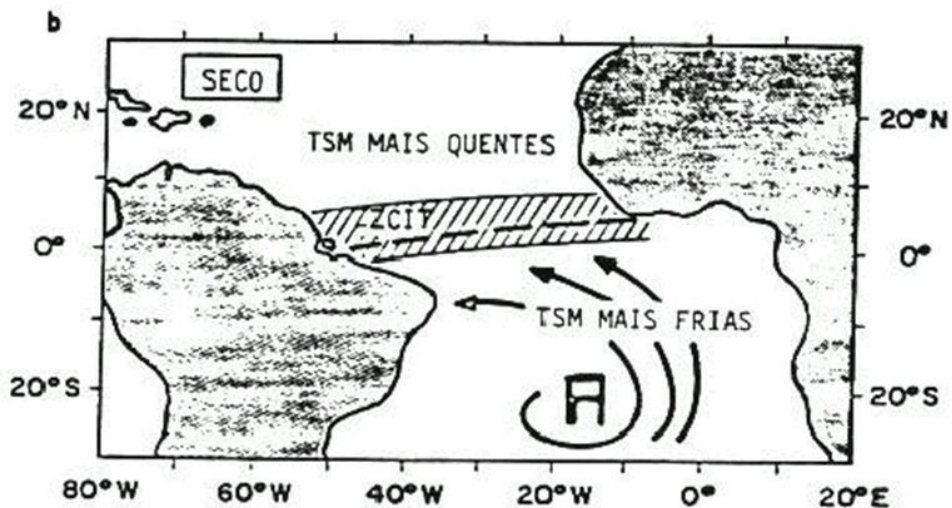


Figura 5. Representação gráfica das anomalias de TSM no oceano Atlântico associadas ao deslocamento para Sul da ZCIT. Fonte: Nobre e Molion (1986)

A ZCIT interage com outros sistemas meteorológicos que atuam sobre o Nordeste durante a estação chuvosa, como os distúrbios ondulatórios de leste e as Linhas de Instabilidade. A interação com esses sistemas é uma importante fonte de variabilidade intrasazonal para a ZCIT (MELO ET AL., 1997). Na costa brasileira, observa-se também a interação com sistemas meteorológicos de Altos Níveis, como Cavados e Vórtices Ciclônicos, e com sistemas de grande escala como a Oscilação de Madden-Julian (MJO, sigla em inglês para Madden-Julian Oscillation) que, dependendo da posição em que se encontra, podem inibir ou favorecer a ocorrência de precipitação.

1.4 Teleconexões.

Teleconexão é o nome que se usa frequentemente na ciência atmosférica para determina duas regiões que tem suas condições atmosféricas que se conectam apesar de serem separadas geograficamente (NIGAM E BAXTER, 2014). Teleconexões climáticas estão presentes em observações que foram feitas a partir de médias no tempo ao longo de um período que é suficientemente longo para suprimir as flutuações climáticas do dia-a-dia, mas curto o suficiente para reter o componente sazonal e interanual da variabilidade do clima (NIGAM E BAXTER, 2014). Embora os padrões de teleconexões muitas vezes evoluem em prazos submensais (~ semanas), os seus padrões espaciais são caracterizados por dados mensais e sazonais (NIGAM E BAXTER, 2014).

A análise dos padrões de teleconexão compreende uma visão geral da circulação atmosférica, identificar e analisar suas influências na estrutura horizontal da circulação pode ser útil para a compreensão da ocorrência de eventos anômalos em várias regiões do globo, onde forçamentos locais agem para influenciar regiões remotas, essas análises têm sido usadas principalmente para estudar as flutuações de grande escala, de baixa frequência na atmosfera (CAVALCANTI E OLIVEIRA, 2010).

Todos os padrões de teleconexão são um aspecto natural do sistema atmosférico caótico e podem surgir principalmente de um reflexo interno da dinâmica atmosférica. Algumas dessas teleconexões, principalmente os padrões sobre o Pacífico Norte são por vezes forçadas por mudanças que ocorrem na TSM e convecção tropical associadas ao ciclo do ENOS e a MJO (BARNSTON E LIVEZEY, 1991; MO E LIVEZEY, 1986).

Padrões de teleconexão refletem mudanças em grande escala nas ondas atmosféricas e correntes de jatos e influenciam na temperatura, precipitação, caminhos de tempestades (*Storm Track*) e corrente de jatos em grandes áreas, sendo assim são considerados responsáveis por

padrões climáticos anormais que ocorrem simultaneamente sobre grandes distâncias (CPC, NOAA).

1.5 Mecanismos Associados às Secas no Nordeste Brasileiro.

O Nordeste abrange 18,27% do território brasileiro, possuindo uma área de 1.561.177,8 km²; destes 962.857,3 km² estão inseridos no denominado Polígono das Secas, delimitado em 1936 e revisado em 1951, dos quais 841.260,9 km² abrangiam o Semiárido nordestino (ARAÚJO, 2011).

Estudos sobre a energética e o fluxo de vapor sobre o Nordeste sugerem que os mecanismos de convergência e divergência de vapor exercem um papel importante na definição das estações seca e chuvosa da região em que a maior diferença entre a entrada e saída de vapor d'água nas duas estações, ocorre nas partes Norte e Sul, e esse balanço acontece devido à variação no posicionamento da ZCIT e dos sistemas Frontais vindos da região sul do continente (MARQUES ET AL., 1983). Segundo Molion e Bernardo (2000) a variação de umidade de anos secos para anos chuvosos caracteriza a ausência de um déficit de umidade, sendo o problema talvez relacionado a falta de um mecanismo dinâmico capaz de manter a convecção e a precipitação sempre ativa.

Nesse contexto, Gomes Filho (1979) explorou a hipótese do mecanismo biogeofísico de realimentação proposta por Charney et al. (1975). A hipótese é que superfícies semiáridas apresentam uma alta taxa de albedo e refletem mais radiação solar que as áreas vizinhas apresentando uma coluna troposférica relativamente mais fria. Para que haja uma compensação energética, o ar desce e se aquece por compressão adiabática. Essa subsidência cria uma inversão psicrométrica a cerca de 2 km de altitude sobre a região, que seria a causa da inibição das chuvas, particularmente no período em que o centro de alta pressão do Atlântico Sul está próximo à região (MOLION E BERNARDO, 2000).

Segundo a hipótese acima (MOLION E BERNARDO, 2000; GOMES FILHO, 1979), a semiaridez do Nordeste seria um efeito puramente local. Outras hipóteses consideram os efeitos de subsidência ligados às circulações verticais termicamente diretas zonais e meridionais típicas das regiões tropicais: as Células de Hadley e de Walker. É bastante provável que a causa da semiaridez seja uma combinação de todos estes fatores. No entanto, neste estudo o interesse particular são os mecanismos que causam variabilidade interanual na qualidade da estação chuvosa. Neste caso, um mecanismo baseado em albedo teria pouco a contribuir. Nosso foco será por isto os mecanismos dinâmicos (SARAVANAN E CHANG, 2000; NOBRE E

SHUKLA, 1996; HASTENRATH, 1984; MOURA E SHUKLA, 1981). Existem duas propostas de mecanismos por meio dos quais o Niño pode afetar o regime de chuvas no norte do Nordeste. O primeiro é uma anomalia na circulação vertical do tipo Walker, em anos de El Niño, que passa a ter ramo descendente mais intenso sobre o norte do Nordeste (HASTENRATH E HELLER, 1977). O segundo é uma circulação anômala meridional vertical, com movimento ascendente nas águas quentes no Atlântico Tropical Norte (ATLTN) e subsidência sobre a região do nordeste e áreas adjacentes no Atlântico Tropical Sul (ATLTS). O aquecimento das águas no Atlântico Norte está associado a anomalias na pressão à superfície causadas pela atuação de um padrão ondulatório propagando-se desde o Pacífico até o Atlântico, passando pela América do Norte. Sobre o Atlântico Tropical Norte, a anomalia de pressão é negativa, induzindo giro ciclônico do ar, levando o enfraquecimento dos alísios. Alísios mais fracos significam redução nos fluxos de calor sensível e latente do oceano para a atmosfera, o que justifica as anomalias positivas de TSM (GONZALEZ, 2013; MOURA ET AL., 2009; GIANNINI ET AL., 2001; SARAVANAN E CHANG, 2000; ENFIELD E MAYER, 1997; NOBRE E SHUKLA, 1996; MOURA E HASTENRATH, 1984; SHUKLA, 1981). Mechoso et al. (1990) observaram que as anomalias de TSM positivas no Atlântico Norte também tenderiam a deslocar a ZCIT para o norte, afetando as chuvas no norte do Nordeste.

Anomalias das Altas Subtropicais são outra forma que alterar a intensidade dos alísios e com isto os fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera (ANDREOLI E KAYANO 2007; MARKHAM E MCLAIN 1977). Hastenrath e Heller (1977) já haviam percebido que em alguns anos a TSM no ATLTS está mais alta que a média durante março, abril e maio, e a TSM do ATLTN está menos aquecida, levando a uma anomalia para o sul na componente meridional do gradiente de TSM. Eles observaram que isto ocorre simultaneamente quando a PNM é mais baixa do que a média sobre o Atlântico Sul e mais alta que a média no Atlântico Norte, tornando os alísios de sudeste mais fracos e de nordeste mais intensos do que a média. Neste cenário, o cavado equatorial e a confluência dos ventos alísios deslocam-se para sul, causando anomalias positivas nas chuvas no Norte do Nordeste.

1.6 Índices

Os índices climáticos têm sido utilizados para uma melhor descrição da variabilidade climática através da utilização de dados atmosféricos e oceânicos (SERVAIN, 1991). Neste trabalho foi utilizado o Índice do Atlântico Tropical Norte (sigla em inglês: North Tropical

Atlantic-NTA) e do Niño3 (N3). São usados para descrever a variabilidade da TSM em regiões do Atlântico Norte Tropical e do Pacífico, respectivamente.

Enfield e Mayer (1997) estudaram a variabilidade da TSM do Atlântico e sua relação com a Oscilação Sul, encontrando que a área aproximadamente entre 10°N e 20°N apresentavam maior relação estatística com o índice Oscilação Sul do que as demais regiões. Seguindo Enfield e Mayer (1997), Saravanan e Chang (2001) estudaram a relação entre a variabilidade do Atlântico Tropical e o ENOS, fizeram uma regressão do índice Niño3 e TSM do Atlântico Tropical para a estação de MAM, encontrando várias das características descritas por Enfield e Mayer (1997). Levando-os a calcular um índice para uma área no Atlântico Tropical Norte que chamaram de Índice do Atlântico Tropical Norte (NTA), definido como a média da TSM para a região entre 4°- 20°N para caracterizar a variação da TSM. Diversos autores têm ao longo dos anos utilizando técnicas diferentes para calcular índices para o Atlântico Tropical, como Servain (1991) que para o estudo sobre o dipolo definiu um índice utilizando toda a bacia tropical do Atlântico.

As observações dos eventos de ENOS são feitas a partir da análise do Índice Oscilação Sul, que consiste na diferença de pressão entre o Taiti no Pacífico Central e de Darwin no norte da Austrália, e do Índice Niño, que é a média das anomalias da TSM em 4 regiões do Pacífico, Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4. Na década de oitenta pesquisas utilizavam a região Niño3 situada entre 5°N-5°S, 150°W-90°W para estudos do ENOS (KILADIS E VAN LOON, 1988). Esta área foi utilizada durante muito tempo, no entanto, a partir da década de 90 estudos mostraram que a região mais a oeste entre 180° - 120°W, 5°N - 10°S apresentava uma melhor combinação do acoplamento oceano-atmosfera (TRENBERTH 1996A, TRENBERTH E HOAR 1996A) que foi chamado de Niño 3.4 (TRENBERTH, 1997), apesar desta região ser a mais utilizada atualmente, o trabalho aqui será feito a partir do índice do Niño 3 seguindo Saravanan e Chang (2001).

1.7 Fluxos de Calor na interface oceano-atmosfera.

O balanço de calor entre oceano e atmosfera é importante para a manutenção do clima. Tendo nas anomalias de TSM e vento os principais fatores de controle de sua variabilidade. Pequenas anomalias de TSM ocasionam enorme variação do fluxo de calor na interface oceano-atmosfera (PEZZI ET AL., 2016). Contudo para o Atlântico Tropical acredita-se que o fluxo de calor seja uma das principais induções da variabilidade da TSM (CARTON ET AL., 1996; CHANG ET AL., 1997).

Essa variação na TSM pode ocorrer tanto por um mecanismo dinâmico como o que ocorre na bacia do Pacífico em anos de ENOS, que devido a um ajuste dinâmico provoca um deslocamento na Termoclina forçando o vento, causando variações na TSM (SARAVANAN E CHANG, 2001), quanto por um mecanismo termodinâmico, como o que ocorre em regiões Tropicais. Chang et al. (1997) descrevem os mecanismos da relação oceano-atmosfera para processos termodinâmicos no Atlântico Tropical, relacionado as mudanças na TSM e o fluxo de calor, de modo que, variações na TSM induziriam mudanças no fluxo de vento de forma a reforça-las, sendo assim, as anomalias de TSM positivas ao norte e negativa ao Sul influenciariam na intensificação do escoamento Trans-equatorial para norte, resultando em um enfraquecimento do vento ao norte (HN) e fortalecimento ao sul (HS), induzindo diminuição do fluxo de calor do oceano para a atmosfera no Hemisfério Norte e aumento no Hemisfério Sul, prologando a anomalia inicial, gerando assim uma retroalimentação positiva entre eles. As variações no fluxo de calor, TSM e vento podem afetar a circulação sobre as regiões Tropicais.

Um segundo mecanismo descrito pelos autores, é associado a diferença de temperatura na interface oceano-atmosfera, onde a superfície oceânica é a principal forçante do fluxo. Isso acontece quando ambas as variáveis, TSM e fluxo de calor possuem sinais opostos, onde a ATSM tem sinais tão intensos que ela própria força o fluxo independente da variação de intensidade do vento em superfície (SARAVANAN E CHANG, 2001; CHANG ET AL. 2000).

CAPÍTULO 3

1. DADOS E METODOLOGIA

1.1 Dados

O estudo observacional é de 1979 a 2015, compreendendo um total de 36 anos. Foram utilizadas reanálise ERA-Interim do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (SIMONS ET AL. 2007) para dados de (TSM, K), componente zonal (u , $m\ s^{-1}$) e meridional (v , $m\ s^{-1}$) do vento, velocidade vertical (w , $m\ s^{-1}$), pressão ao nível do mar (PNM, Pa) e fluxo de calor sensível ($W.m^2$), calor latente ($W.m^2$) e radiação térmica líquida da superfície ($W.m^2$) para vinte e três níveis de pressão (1000, 975, 950, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 725, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 225, 200). A partir das componentes do vento e da velocidade vertical foi calculada divergência em 950 e 200 hPa. O fluxo de calor aqui será considerado como a somas das três componentes do fluxo: calor sensível, calor latente e radiação térmica líquida de superfície. Os dados de chuva são provenientes da Fundação Cearense de Meteorologia (FUNCEME) para 30 estações divididas entre as oito mesorregiões do estado do Ceará (Figura 8), e dados de satélite do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (ADLER ET AL. 2003; HUFFMAN ET AL. 2009).

1.2 Metodologia

Para a identificação das diferentes fases do ENOS foi utilizado o índice Niño-3 (N3), definido como a média espacial da TSM na região compreendida entre $5^{\circ}N$ e $5^{\circ}S$ e $150^{\circ}W$ e $90^{\circ}W$ (Figura 6). Para a monitorar a variabilidade do Atlântico Norte foi utilizado o índice NTA (Northern Tropical Atlantic), definido como a média da TSM na área compreendida entre $4^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$ e $16^{\circ}W$ - $78^{\circ}W$ (Figura 6). Esta escolha segue Enfield e Mayer (1997) e Saravanan e Chang (2000), e se justifica porque esta área tem uma maior relação estatística com o ENOS.

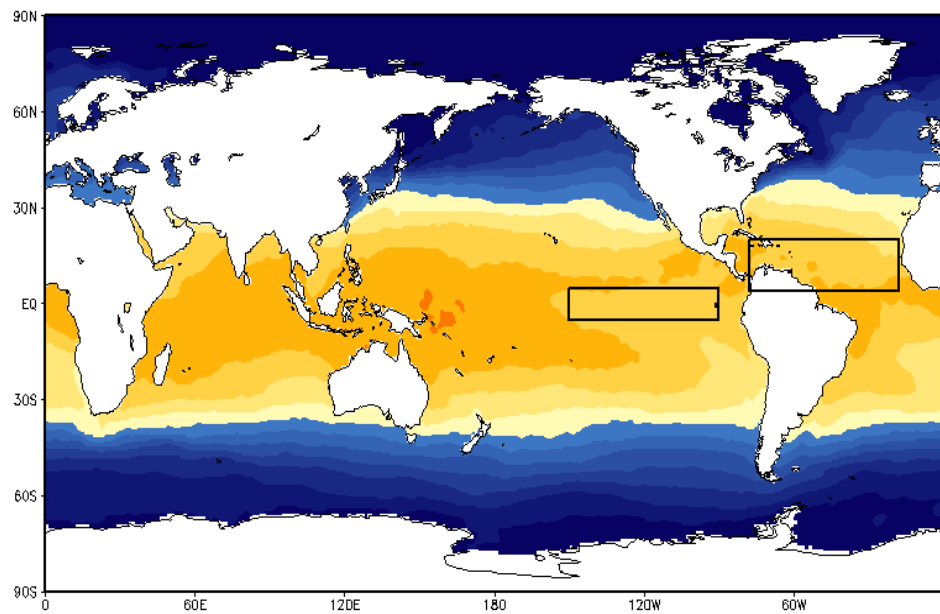


Figura 6. Representação gráfica das áreas escolhidas para a definição dos índices. Fonte: Adaptação de Enfield e Mayer (1997).

Séries temporais foram produzidas com as anomalias dos índices N3 e NTA com relação às suas médias mensais de longo prazo, e são exibidas nos gráficos 1 e 2 respectivamente.

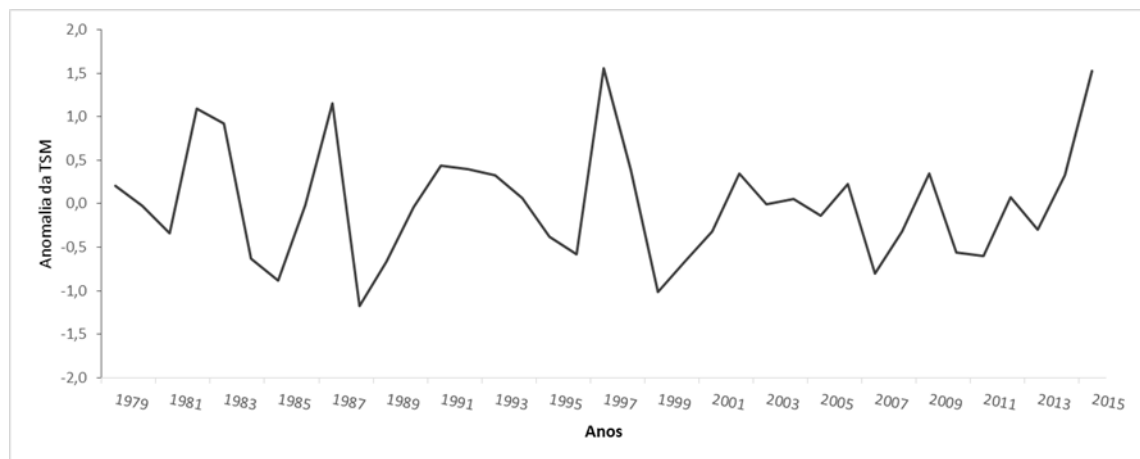


Gráfico 1. Anomalia do índice N3 para o período de 1979 a 2015. Fonte: Pesquisa Direta.

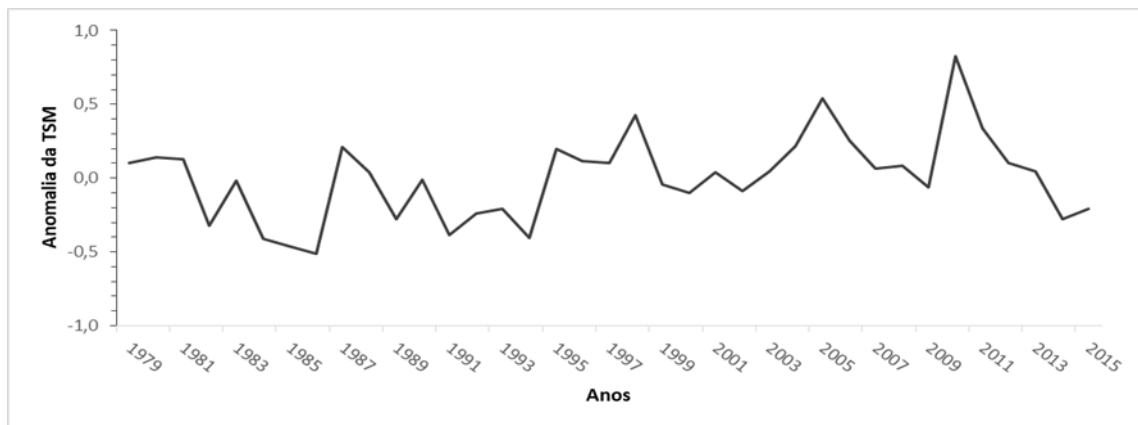


Gráfico 2. Anomalia do Índice NTA para o período de 1979 a 2015. Fonte: Pesquisa Direta.

1.3 Análise de compostos.

Os índices foram utilizados para auxiliar nos cálculos dos compostos. Os eventos considerados como anomalias positivas do NTA são aqueles onde a diferença entre o índice e o seu valor mensal médio de longo prazo excede em módulo $0,2^\circ$. Para anomalias negativas do NTA o limiar foi de $-0,1$, tal valor foi escolhido devido a série de longo prazo (Gráfico 2) para o NTA mostrar um aquecimento em escala multidecadal. Para o N3 os limiares associados às situações de El Niño e La Niña são respectivamente $0,5^\circ$ e $-0,5^\circ$. As situações consideradas neutras foram, aquelas para as quais as anomalias de N3 foram maiores que $-0,3^\circ$ e menores que $0,3^\circ$.

Foram calculados seis grupos de compostos dividido em pares, representando as fases do ENOS, quente, fria e neutra. Fixada a fase do ENOS foi feita a subtração entre os compostos para as fases positiva e negativa do NTA. Foi produzido outro par de compostos para as fases positivas e negativas do N3, com o intuito de estudar os efeitos do ENOS e também servir de controle para a influência do ENOS sobre o Atlântico. Os compostos foram calculados para condições mensais e por estações. Como o foco da pesquisa é a estação chuvosa são apresentados apenas os resultados obtidos para a estação do outono austral que coincide com a estação chuvosa do norte do Nordeste.

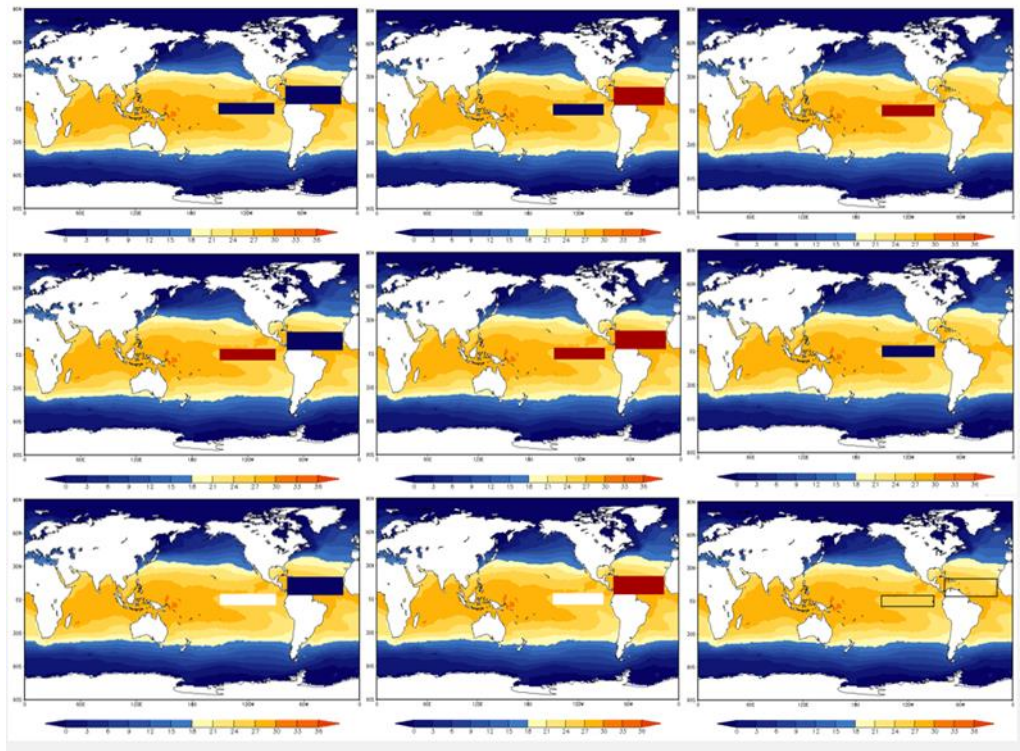


Figura 7. Representação gráfica das condições para escolha dos compostos, a cor vermelha representa a fase positiva (quente), a cor azul a fase negativa (fria) e a branca a fase neutra. Fonte: Pesquisa Direta.

1.4 Escolha dos anos para o estudo de caso

Os anos para os estudos de caso foram escolhidos a partir dos totais anuais pluviométricos para as oito regiões do estado do Ceará. A partir dos dados foi gerado o Gráfico 3. Primeiramente foram selecionados 4 anos a partir dos dados das estações meteorológicas, sendo dois com anomalias negativas de precipitação, 1983 e 2010 e dois com anomalias positivas 1985 e 2011. Esses anos coincidem com anomalias positivas e negativas da TSM do Pacífico respectivamente.

O ano de 1995, apresentou anomalias positivas na precipitação em grande parte da região nordestina, no entanto, o ano antecessor (1994) exibiu águas superficiais do Pacífico com anomalias positivas que se prolongaram até o início da estação chuvosa de 1995 (Gráfico 4), caracterizando a ocorrência de El Niño leve. Este ano foi escolhido devido a ocorrência de simultânea de ATSM positiva no Pacífico (El Niño) e estação chuvosa com anomalias positivas. As ATSM no Pacífico começaram a aquecer no mês de julho permanecendo assim até fevereiro (Gráfico 4), sabendo os possíveis efeitos da fase positiva do ENOS sobre a chuva no NNB esperava-se um déficit negativo nas anomalias de precipitação sobre a região ou chuvas dentro da média, contudo, a estação do chuvosa deste ano apresentou anomalias positivas.

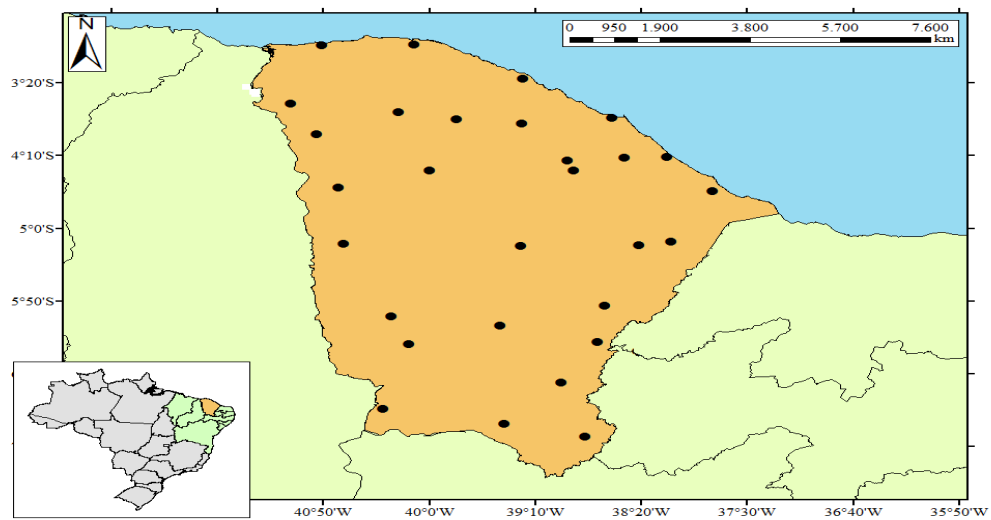


Figura 8. Mapa do estado do Ceará, os pontos pretos representam as estações pluviométricas utilizadas.

Fonte: Pesquisa Direta.

Postos Pluviométricos	Postos Pluviométricos	Postos Pluviométricos
Camocim	Beberibe	Tauá
Sobral	Viçosa do Ceará	Crateús
Acarau	Ibiapaba	Acopiara
Pentecoste	Ipueiras	Campos Sales
Irauçuba	Quixeramobim	Crato
Tairi	Santa Quitéria	Lavras de Manguabeira
Fortaleza	Arneiroz	Mauriti
Pacoti	Aratuba	Baturité
Acarati	Limoeiro do Norte	Icó
Morada Nova	Jaguaribara	Pacajus

Tabela 1. Postos pluviométricos do Estado do Ceará utilizados. Fonte: Pesquisa Direta.

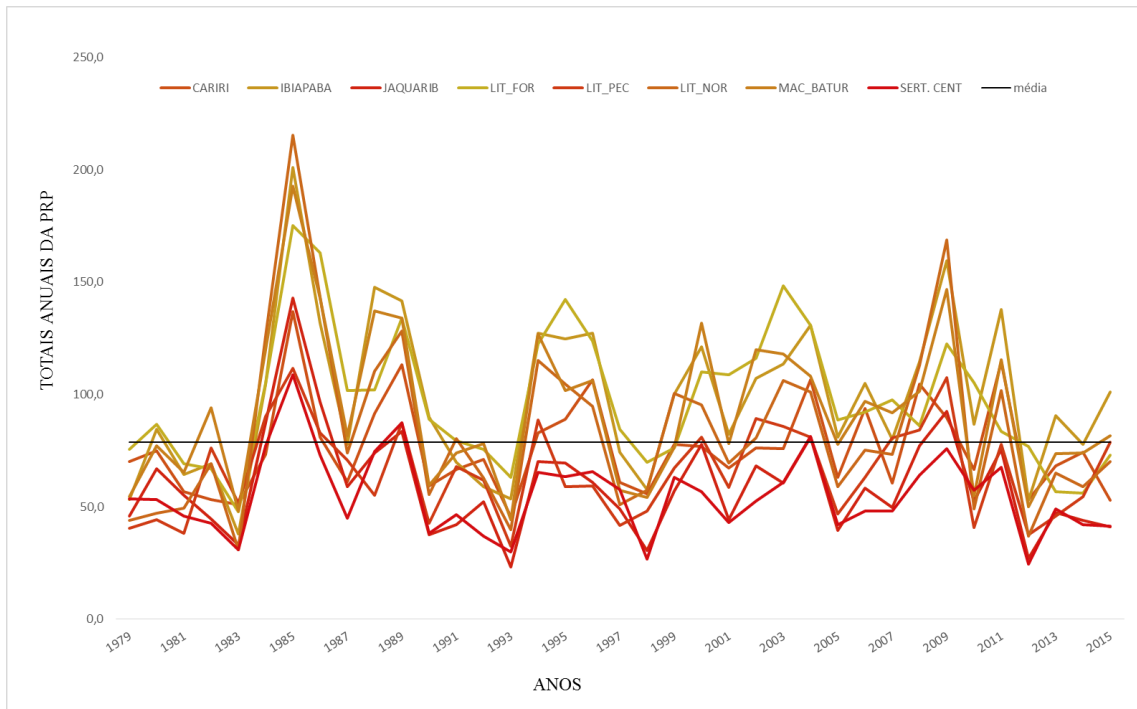


Gráfico 3. Totais pluviométricos para as oito mesorregiões do estado do Ceará. Fonte: Pesquisa Direta.

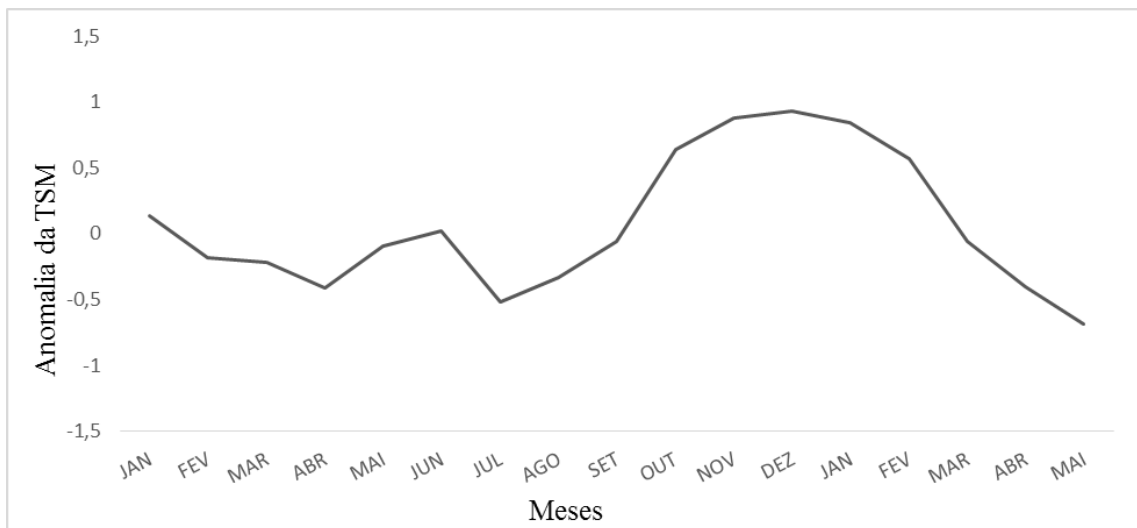


Gráfico 4. Anomalia do Índice N3 para o período de janeiro de 1994 a maio de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.

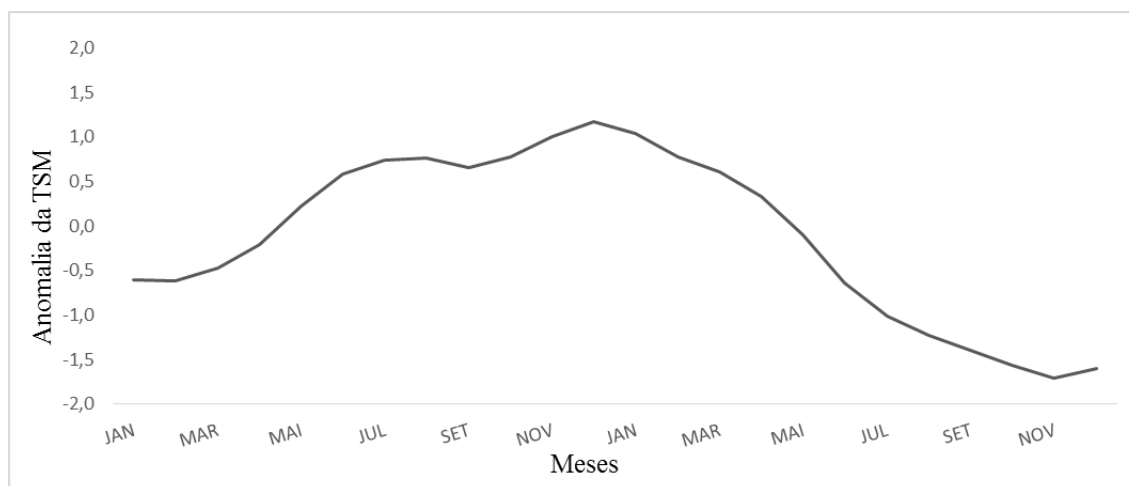


Gráfico 5. Anomalia do Índice do N3 para o período de janeiro de 2009 a dezembro de 2010

As anomalias mensais das variáveis foram calculadas a partir das médias mensais de longo prazo dos 36 anos. A partir destas anomalias mensais foram calculadas anomalias trimestrais. Foram usadas para representar as estações do ano para cada estudo de casos. Gerando resultados para as estações de verão (DJF) e outono (MAM) austral. Contudo serão apresentados os resultados para a estação chuvosa do NNB, para o trimestre de março a maio, quando necessário serão apresentados os resultados para o verão.

As análises de compostos serão apresentadas de forma preliminar, devido sua sensibilidade aos critérios usados para sua elaboração, os resultados obtidos não foram tão robustos e variam de acordo aos parâmetros selecionados. Assim, esses resultados são apresentados antes dos estudos de casos, pois apesar de serem sensíveis às mudanças, mostraram-se importantes para o desenvolvimento e entendimento dos resultados obtido nos estudos de caso. Sendo assim, as respostas obtidas a partir das análises de compostos serão apresentadas para uma documentação da metodologia aplicada e seu papel para a evolução da pesquisa.

CAPÍTULO 4

1. RESULTADOS PRELIMINARES

1.1. El Niño – Índice NTA - diferenças entre quente e frio

Selecionando apenas situações de El Niño no Pacífico, analisam-se as diferenças entre os compostos de eventos quentes e frios no Atlântico Tropical Norte (Figura 9). Para essas condições as regiões Tropicais e subtropicais centradas entre 40°S - 60°N do oceano Atlântico, encontram-se sobre anomalias negativas da pressão ao nível do mar (PNM), essas anomalias influenciam negativamente os centros de alta pressão subtropicais, enfraquecendo-os (Figura 9). Apesar de ambos os centros exibirem anomalias semelhantes, as da ASAN parecem ser mais intensas que as da ASAS. O enfraquecimento dos ventos significa menor intensidade dos ventos zonais na região entre 1°S e 3°N aproximadamente, denotando que, próximo ao Equador, os ventos aproximam-se da direção meridional (Figura 9). Esta mudança na velocidade dos ventos significa menor fluxo de calor da superfície do oceano para atmosfera, levando ao aumento da TSM (CURTIS E HASTENRATH 1995; CARTON ET AL. 1996; ENFIELD E MAYER 1997).

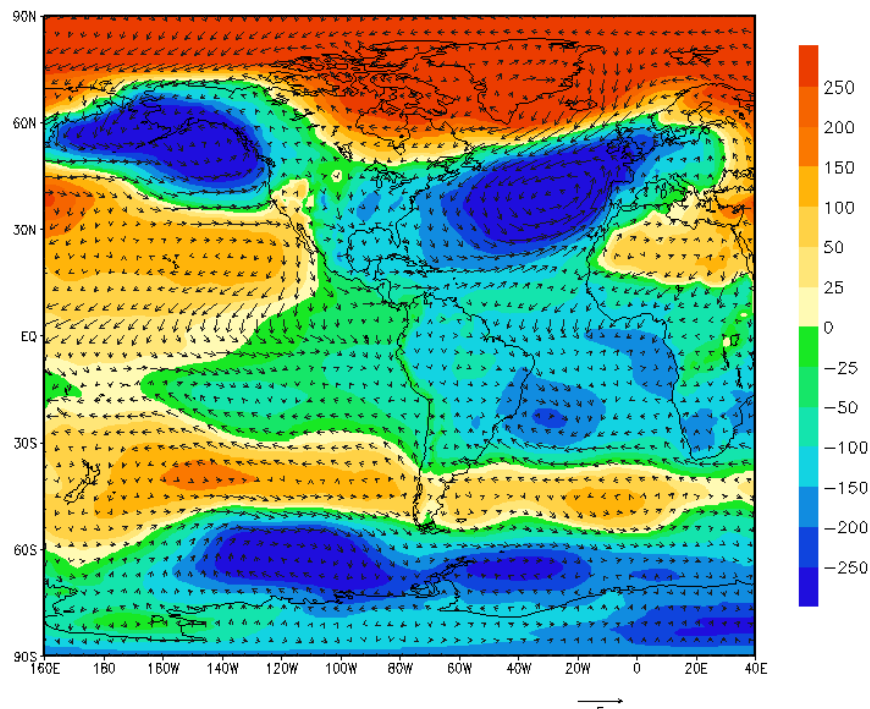


Figura 9. Representação para condições de El Niño para os compostos POSITIVO-NEGATIVOS.

Anomalias da Pressão ao nível do mar (hPa) (sombreado) e anomalia do campo de vento ($m.s^{-1}$)

(vetores). Fonte: Pesquisa Direta

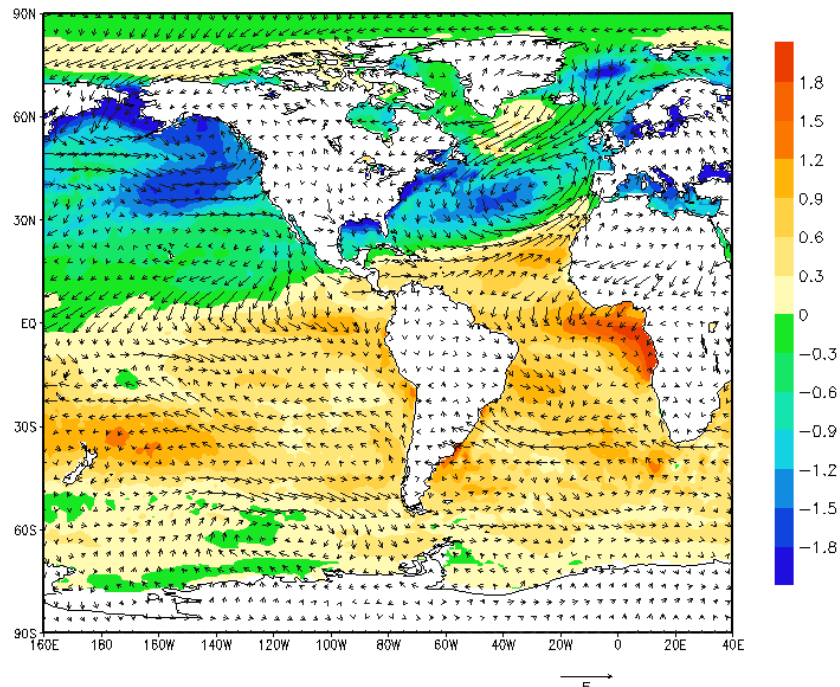


Figura 10. Representação para condições de El Niño para os compostos POSITIVOS-NEGATIVOS. Anomalias da TSM (K) (sombreado) anomalia do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores). Fonte: Pesquisa Direta

Como mencionado anteriormente dois mecanismos podem ser responsáveis pela anomalia da TSM associadas ao fluxo de calor. No primeiro, as anomalias do vento ocasionam maior (menor) troca de calor entre o oceano e a atmosfera, induzindo resfriamento (aquecimento) das águas superficiais do oceano. O segundo está relacionado com a diferença de temperatura na interface oceano-atmosfera, no qual a variabilidade da temperatura do mar seria responsável pela troca de calor com a atmosfera, ou seja, quanto mais quente for a TSM mais calor será liberado e vice-versa. (CHANG ET AL., 1997; CHANG ET AL., 2000; SARAVANAN E CHANG, 2001). No Atlântico Norte, as anomalias positivas da TSM até aproximadamente 20°N são seguidas de temperaturas mais elevadas por todo o Atlântico Sul (Figura 10). No Atlântico Sul até aproximadamente 5°N, o enfraquecimento dos ventos, diminui a troca de calor na interface oceano-atmosfera aumentando o armazenamento de calor nos oceanos, causando aquecimento da TSM, seguindo o mecanismo de retroalimentação positiva proposto por Chang et al. (1997) (Figura 11). Na faixa centrada aproximadamente entre 5°N e 15°N, o enfraquecimento do vento associado as anomalias negativas do fluxo ocorrem junto às anomalias positivas da TSM, assim, a TSM é forçante para a maior perda de calor para atmosfera seguindo o mecanismo proposto por Saravanan e Chang (2001) (Figura 11).

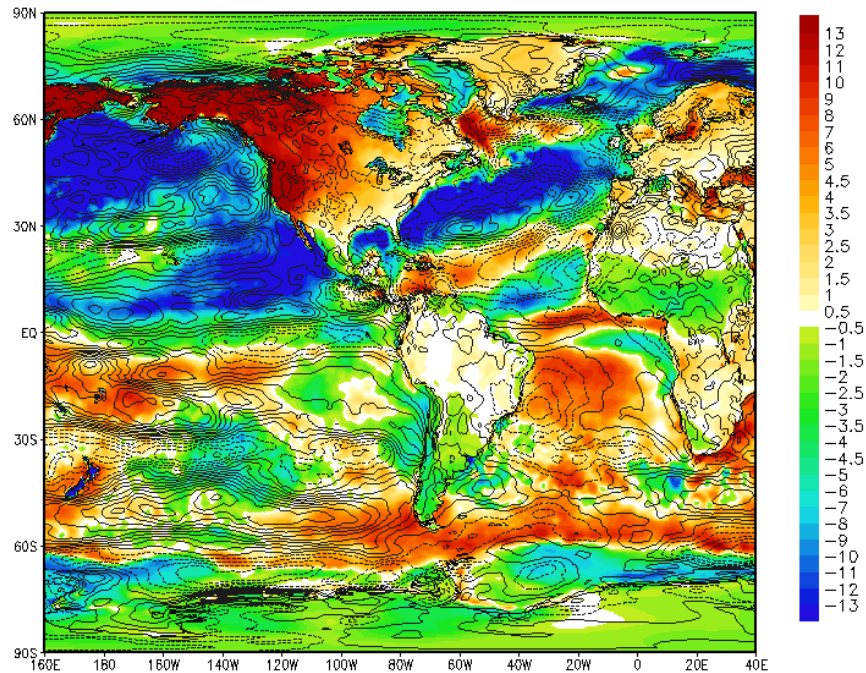


Figura 11. Representação gráfica para condições de El Niño, para os compostos POSITIVO-NEGATIVO da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmica ($W.m^2 \times 10^{-3}$) (Sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno). Fonte: Pesquisa

1.2 La Niña – Índice NTA - diferenças entre quente e frio

Para condições frias do Pacífico, a oscilação do Atlântico Norte parece ser grande influenciadora na parte norte da bacia. A fase negativa da oscilação apresenta ambos os centros enfraquecidos, com anomalias anticiclônicas sobre a região da baixa da Islândia e com anomalias ciclônicas sobre a região da alta dos Açores (Figura 12). A fase negativa da oscilação ocasiona desintensificação da ASAN, o que reduz a velocidade dos ventos alísios de nordeste. Anomalias positiva da PNM sobre o Atlântico Sul intensificam as atividades anticiclônica na região da ASAS ajudando a fortalecer o centro e os ventos de sudeste neste hemisfério. O fortalecimento nos ventos alísios de sudeste pode explicar o forte fluxo trans-equatorial para norte na região entre $1^{\circ}S$ e $10^{\circ}N$, sugerindo enfraquecimento nos ventos de nordeste, fazendo com que a confluência destes ventos ocorra no Hemisfério Norte (Figura 13).

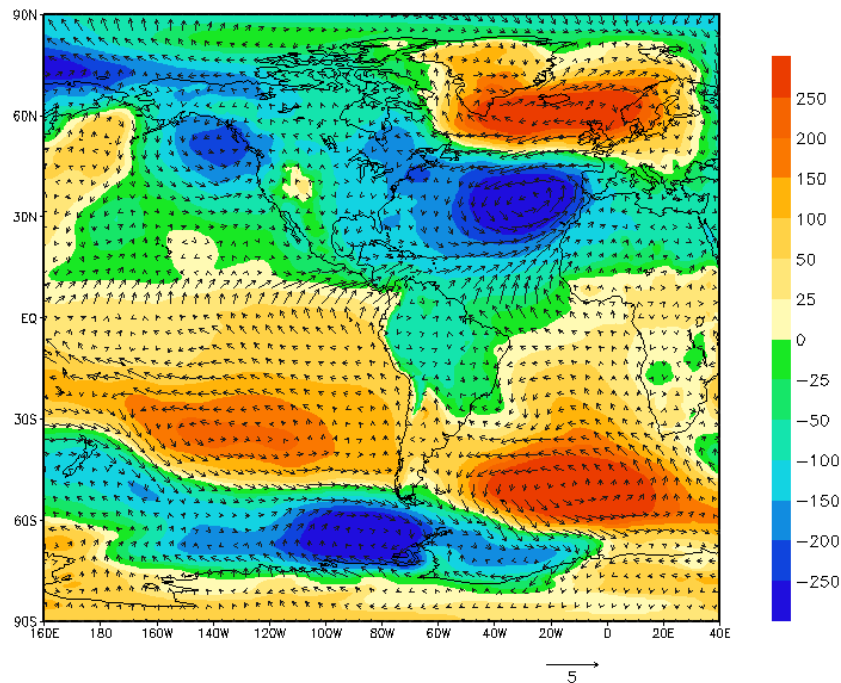


Figura 12. Representação para condições de La Niña para os compostos POSITIVO-NEGATIVOS. Anomalias da Pressão ao Nível do mar (hPa) (sombreado) e anomalia do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores).

Fonte: Pesquisa Direta.

Ao inverso do que foi visto para quando o Pacífico estava na sua fase quente, a fase fria mostra o Atlântico Sul exibindo anomalias negativas da TSM e o Atlântico Norte com anomalias positivas (Figura 13). Na costa norte do Nordeste até aproximadamente $5^{\circ}N$, o maior fluxo de calor para cima está associado a ATSM positivas e fortalecimento do vento (Figura 13) mostra que as anomalias ocorrem pela variação da temperatura na interface oceano-atmosfera (Figura 14). No Atlântico Tropical Sul, o fortalecimento do vento e ATSM negativas estão associadas as anomalias positivas do fluxo de calor. A variação da ATSM está relacionada a diferença de temperatura na interface oceano-atmosfera (Figura 14). Na região tropical acima de $5^{\circ}N$ o enfraquecimento dos ventos, induziram menores trocas de calor na interface ar-mar provocando um aumento da ATSM (Figura 14). Com exceção da pequena área entre a costa do continente Sul Americano e $5^{\circ}N$, onde o mecanismo associado é o da variação da TSM, toda a região tropical é dominada pelo mecanismo associado a variação de intensidade dos ventos, seguindo o mecanismo de retroalimentação positiva proposto por Chang et al. (1997).

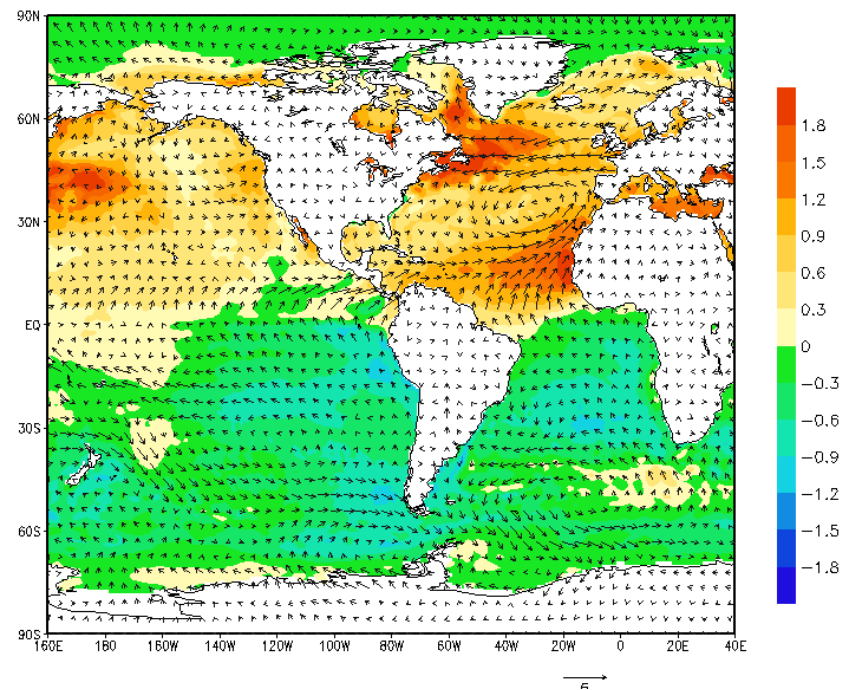


Figura 13. Representação para condições de La Niña para os compostos POSITIVOS-NEGATIVOS. TSM (K) (sombreado) anomalia do campo de vento (vetores) ($m.s^{-1}$). Fonte: Pesquisa Direta

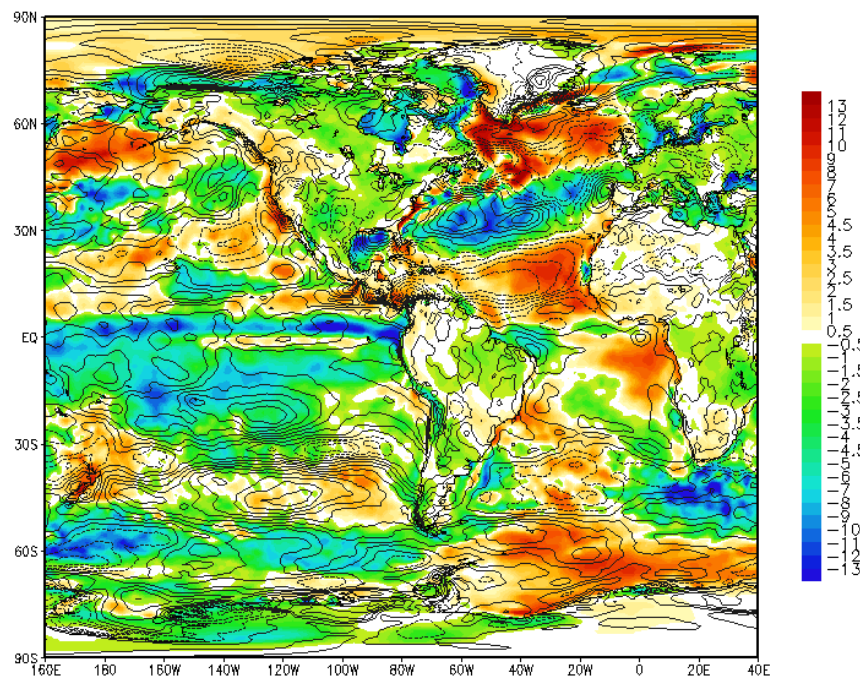


Figura 14. Representação para condição de La Niña, para os compostos POSITIVO-NEGATIVO da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmicas ($w.m^2 \times 10^{-3}$) (Sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno). Fonte: Pesquisa Direta

1.3 Neutralidade – Índice NTA - diferenças entre quente e frio

Sem a influência das teleconexões que ocorrem em decorrência da variabilidade do ENOS, a condição de neutralidade para o Pacífico é semelhante as encontradas para a condição fria, com diferença que os padrões não são definidos quanto os de Niña. No entanto parecem bem mais intensos. Seu composto é formado por 87 tempos, sendo 35 positivos e 52 negativos. Exibindo anomalias positivas PNM sobre a região da Groelândia e negativas entre 15°N e 60°N, padrão este semelhante ao da fase negativa da NAO (Figura 15), com enfraquecimento de ambos os centros da oscilação. O enfraquecimento da ASAN implica em ventos menos intensos no Atlântico Norte. O Atlântico Sul apresenta-se totalmente sobre anomalias positivas da PNM favorecendo a intensificação das atividades anticiclônicas, fortalecendo os ventos da ASAS. As anomalias de sudeste que fortalecem os ventos de sul e enfraquecem os de norte na faixa entre 5°S e 5°N favorece a confluência dos alísios que ocorrem no norte do equador contribuindo para estações chuvosas mais secas (Figura 16).

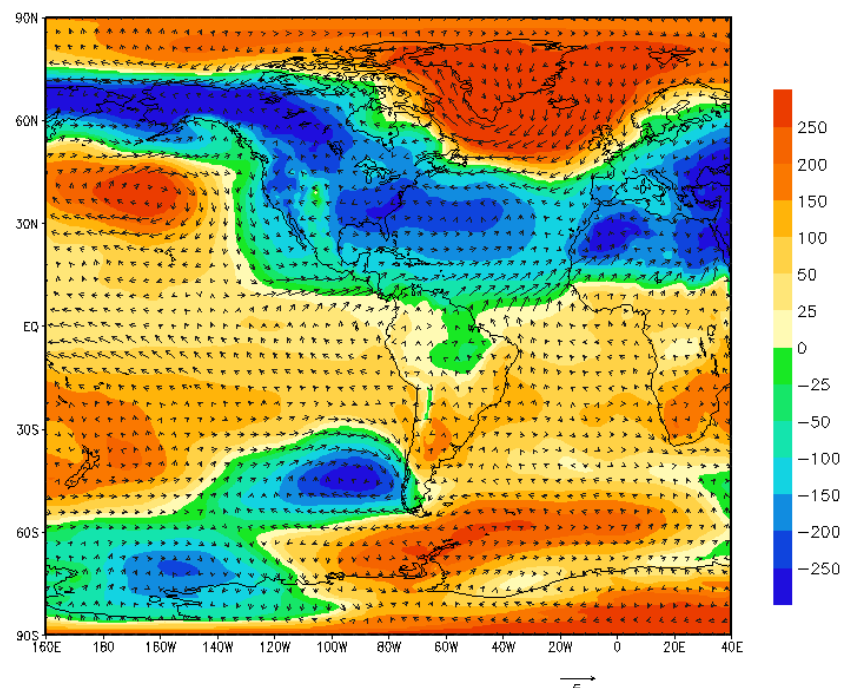


Figura 15. Representação para condições de Neutralidade para os compostos POSITIVO-NEGATIVOS. Anomalias da Pressão ao nível do Mar (hPa) (sombreado) em superfície e anomalia do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores). Fonte: Pesquisa Direta.

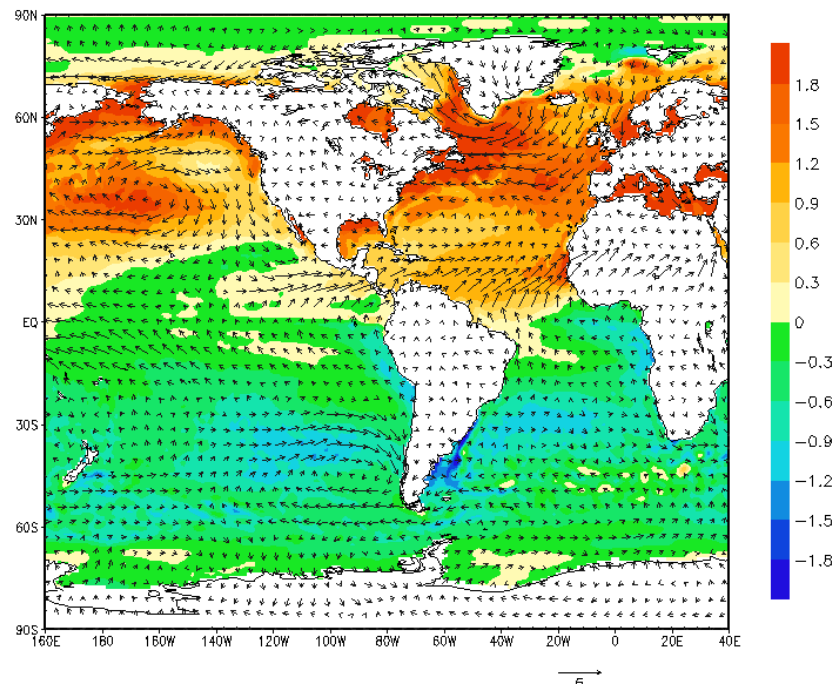


Figura 16. Representação para condições de Neutralidade para os compostos POSITIVOS-NEGATIVOS. TSM (K) (sombreado) anomalia do campo de vento (vetores) ($m.s^{-1}$). Fonte: Pesquisa Direta

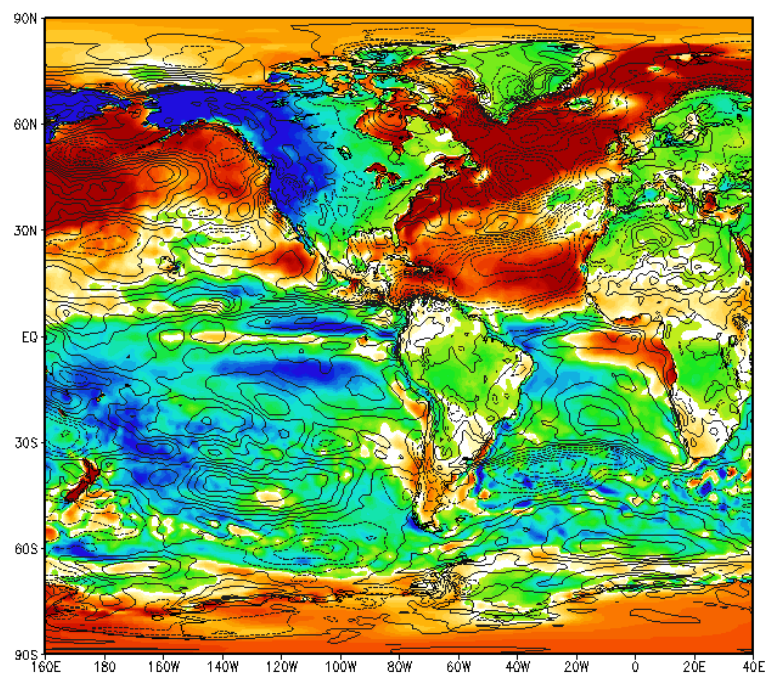


Figura 17. Representação para condição de neutralidade, para os compostos POSITIVO-NEGATIVO da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmica ($W.m^{-2} \times 10^3$) (Sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno). Fonte: Pesquisa Direta

No Atlântico Sul, a região entre o equador e 30°S exibe anomalias negativas do fluxo de calor, fortalecimento dos ventos e ATSM negativas. Essa região responde ao fortalecimento do vento, desta forma, ocorre perda de calor para a atmosfera resfriando a TSM, seguindo o mecanismo de retroalimentação positiva (CHANG ET AL., 1997) (Figura 17). Nas latitudes acima de 30°S, o vento sofre um enfraquecimento, mas a ATSM e as anomalias do fluxo de calor apresentam mesmo sinais, essas anomalias ali são forçadas pela variação de temperatura na interface oceano-atmosfera (SARAVANAN E CHANG, 2001). No Atlântico Norte, o enfraquecimento do vento e as anomalias positivas de TSM estão associadas a anomalias positivas do fluxo de calor para essa bacia as anomalias na TSM são forçadas pela a atmosfera seguindo também o mecanismo de retroalimentação positiva (CHANG ET AL., 1997) (Figura 17).

1.4 – Índice N3 - quente e frio.

Para os compostos em que o Pacífico era fixado nas fases do ENOS e o índice NTA variava, a variabilidade da pressão ao nível do mar tendia a ser maior das médias para altas latitudes, padrão já conhecido. Para os compostos índice N3 (quente-frio) a PNM tende a variar mais nas regiões do Atlântico Tropical em um padrão quase zonal (Figura 18). O Atlântico Norte apresenta na faixa em torno de 10°N – 50°N uma oposição de sinais nas anomalias da PNM com oeste e noroeste exibindo anomalias negativas, e o sul e sudeste com anomalias positivas (Figura 18). A oposição de fase na pressão resulta em um gradiente sobre o oceano ATLN, forçando convergência do vento ali. No Atlântico Sul também é possível ver a oposição de fase, no entanto, em um padrão mais meridional, com a faixa tropical entre o equador e 30°S apresenta anomalias positivas e as latitudes acima de 30°S anomalias negativas (Figura 18). O vento diverge no Equador em resposta ao gradiente da PNM presente em cada hemisfério. Essa divergência induz anomalias negativas nos ventos alísios de ambos os Hemisférios, enfraquecendo-os (Figura 18).

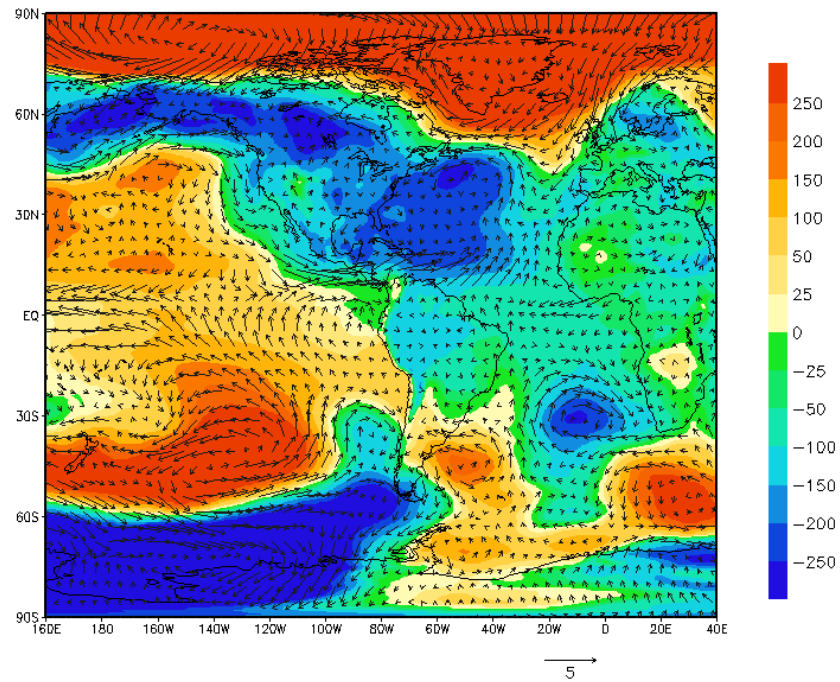


Figura 18. Representação para compostos de Pacífico Quente – Frio. Anomalias da Pressão Nível do Mar (hPa) (sombreado) e vento ($m.s^{-1}$) (vetores) em superfície.

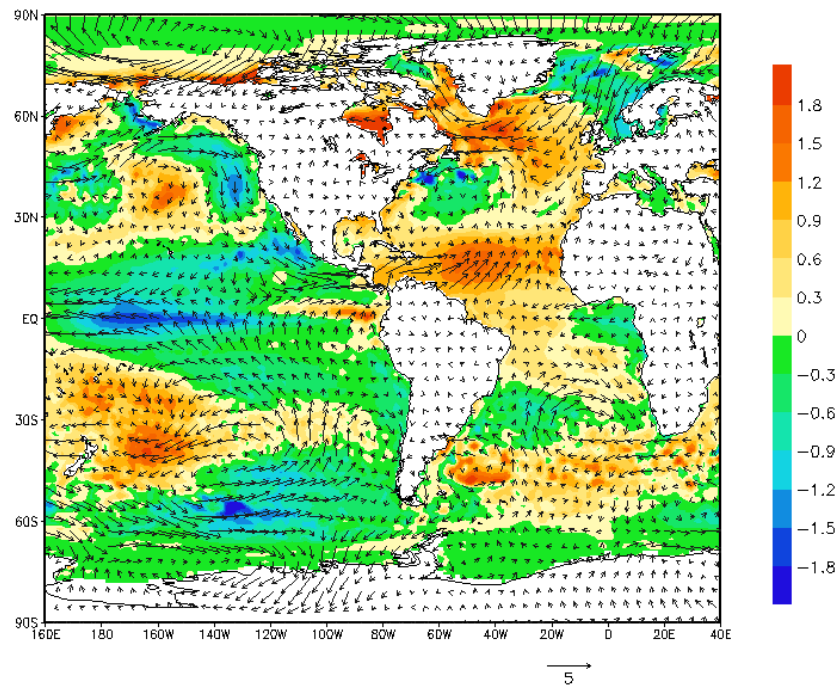


Figura 19. Representação para compostos de Pacífico Quente – Frio. Anomalias da TSM (K) (sombreado) anomalia do campo de vento ($m.s^{-1}$) em superfície (vetores).

A ATSM tende a variar mais meridionalmente e com menor intensidade na região tropical (Figura 19). Na região aproximadamente entre 10°N-30°N e 20°S-30°S há anomalias positivas de TSM, enfraquecimento do vento associado ao gradiente na pressão ao nível do mar, relacionado a diminuição do fluxo de calor para atmosfera. Esse maior armazenamento do fluxo associado a ventos mais fracos aquece a superfície oceânica seguindo o mecanismo de retroalimentação positiva (CHANG ET AL. 1997) (Figura 20). A ocorrência de sinais opostos entre as anomalias de fluxo de calor e TSM na região equatorial está associado, a anomalias positivas da magnitude do vento e ATSM, a variação do fluxo ocorre devido a variação de temperatura na interface oceano-atmosfera (Figura 20).

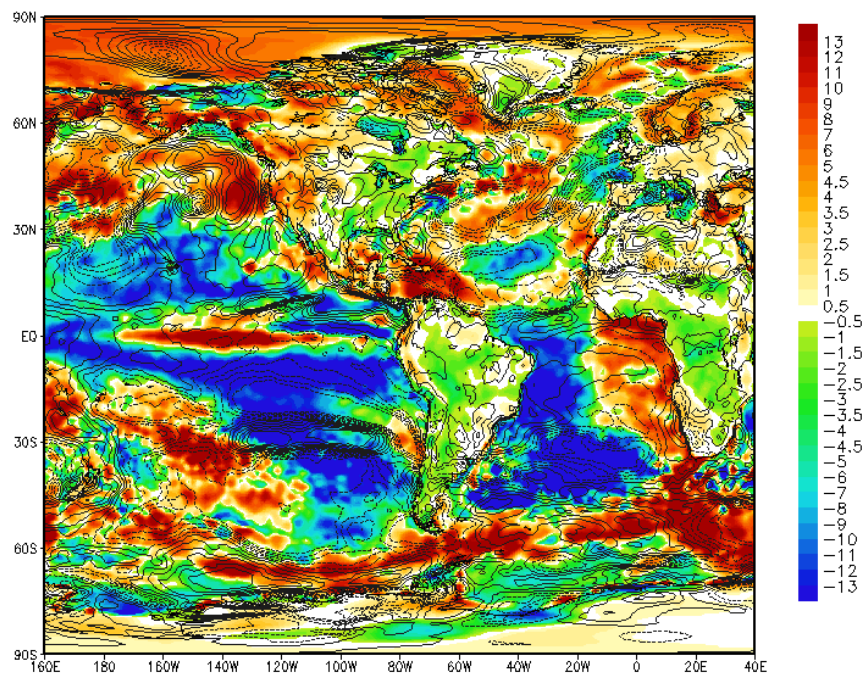


Figura 20. Representação para compostos de Pacífico Quente – Frio da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmica ($w.m^2 \times 10^3$) (Sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno). Fonte: Pesquisa Direta.

1.2. Mecanismos associados a estação chuvosa.

1.2.1 El Niño – Índice NTA - diferenças entre quente e frio

Os resultados apresentados a partir daqui são compostos para a estação chuvosa nordestina. As anomalias negativas da PNM de 60°S a 60°N aproximadamente, desintensificam os centros de alta pressão, ocasionando diferentes influencias na intensidade dos ventos alísios, enfraquecendo os ventos no HN e fortalecendo-os no HS como pode ser visto na Figura 21. O

Atlântico Norte com quase toda sua bacia sobre anomalias negativas do fluxo de calor, que nas latitudes tropicais estão associadas ATSM positivas (Figura 21) e ventos fracos, sendo assim, a diferença de temperatura na interface ar-mar é a responsável pela variação do fluxo de calor para a atmosfera seguindo o mecanismo proposto por Saravanan e Chang (2001) (Figura 22). No Atlântico Sul, nas latitudes tropicais, o aquecimento da TSM (Figura 21) está associado a menor perda de calor para atmosfera e ventos mais intensos (Figura 22). A variação da ATSM para ATLTS também está associado a diferença da temperatura na interface ar-mar. Para a região tropical em ambos os hemisférios as anomalias da TSM são influenciadas pela variação da temperatura na interface ar-mar.

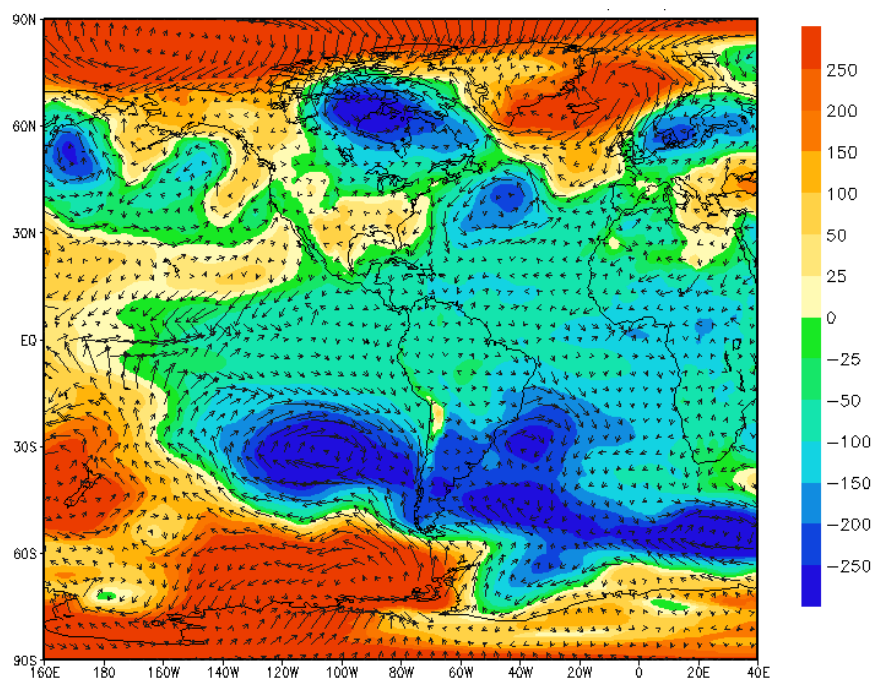


Figura 21. Representação gráfica para condições de El Niño para MAM dos compostos POSITIVO-NEGATIVO do Atlântico da Pressão ao Nível do mar (hPa) (sombreado) e do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) em superfície. Fonte: Pesquisa Direta.

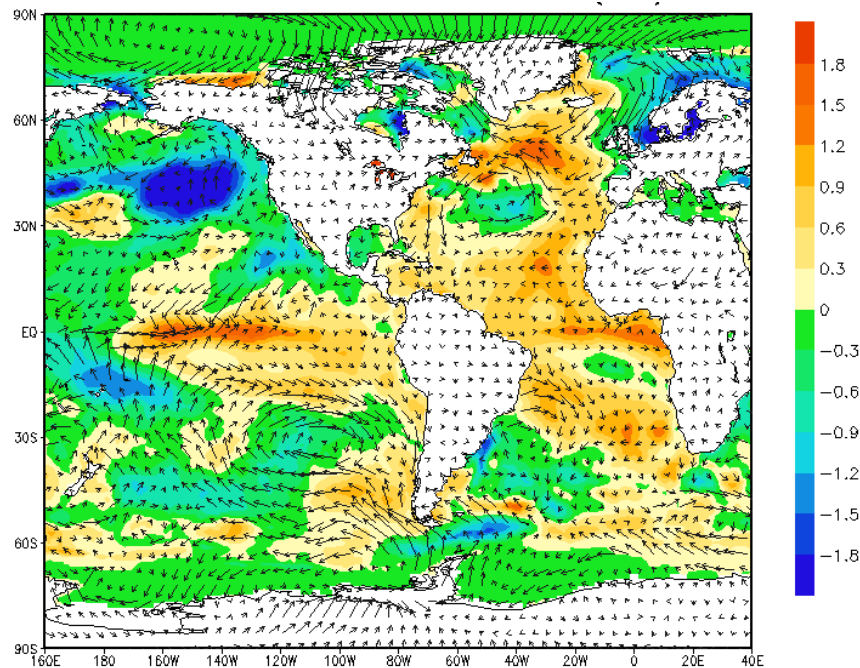


Figura 22. Representação gráfica para condições de El Niño para MAM dos compostos POSITIVO-NEGATIVO do Atlântico da TSM (K) (sombreado) e do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) em superfície. Fonte: Pesquisa Direta

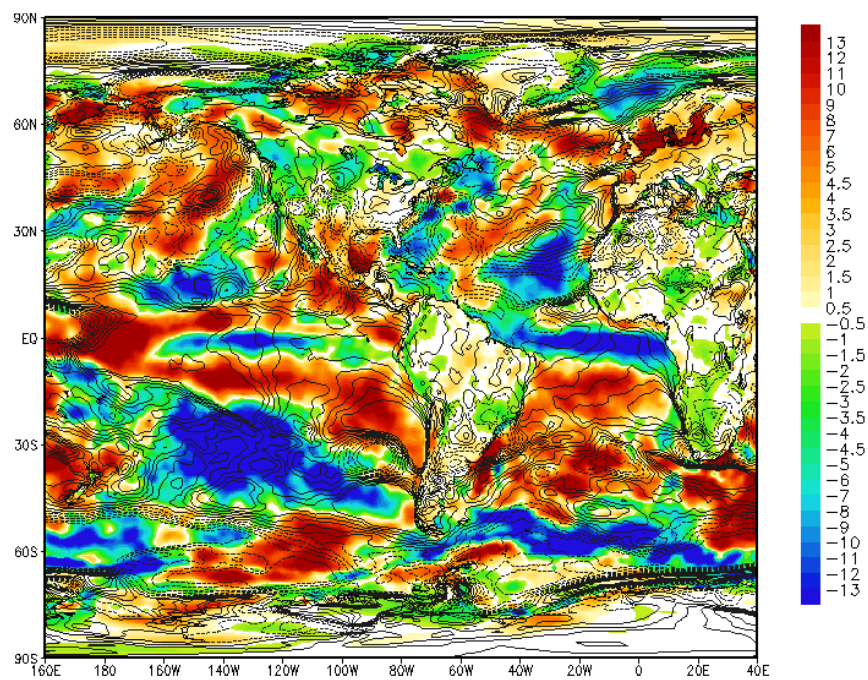


Figura 23. Representação gráfica para condições de El Niño para MAM dos compostos POSITIVO-NEGATIVO do Atlântico da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmica ($w.m^2 \times 10^3$) (Sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno).

1.2.2 La Niña – Índice NTA - diferenças entre quente e frio

Para composto de La Niña para a estação de MAM, há resfriamento da TSM no Pacífico central (Figura 25), este resfriamento está associado com o aumento das anomalias positivas da PNM (Figura 24). Um centro de anomalias positivas na pressão centrada aproximadamente em 45°N , induz o escoamento superficial anômalo para norte que é reforçado pelas anomalias positivas sobre o centro da ASAS (Figura não mostrada) na região entre 20°S e 50°S (Figura 24). O Fluxo de vento proveniente do centro da ASAS intensifica-se quando chega na borda leste da América do Sul aproximadamente em 5°S . Esta intensificação dos ventos próximo à costa associada a maior fluxo de calor para cima (Figura 26), ocasiona um resfriamento da TSM. No Atlântico Sul, o aumento do fluxo de calor para cima está relacionado à maior intensidade dos alísios de sudeste, fluindo assim para o nordeste, pode ser relacionado ao aumento do fluxo de umidade para o continente (MARKHAM E MCLAIN 1977; ANDREOLI E KAYANO 2007). No Atlântico Norte, aproximadamente entre 2°S até o equador, o aumento das ATSM, maior perda de calor para a atmosfera, anomalia do fluxo de calor negativa, e ventos mais forte, mostram que ocorre um mecanismo de variabilidade pela diferença de temperatura na interface oceano-atmosfera (Figura 26).

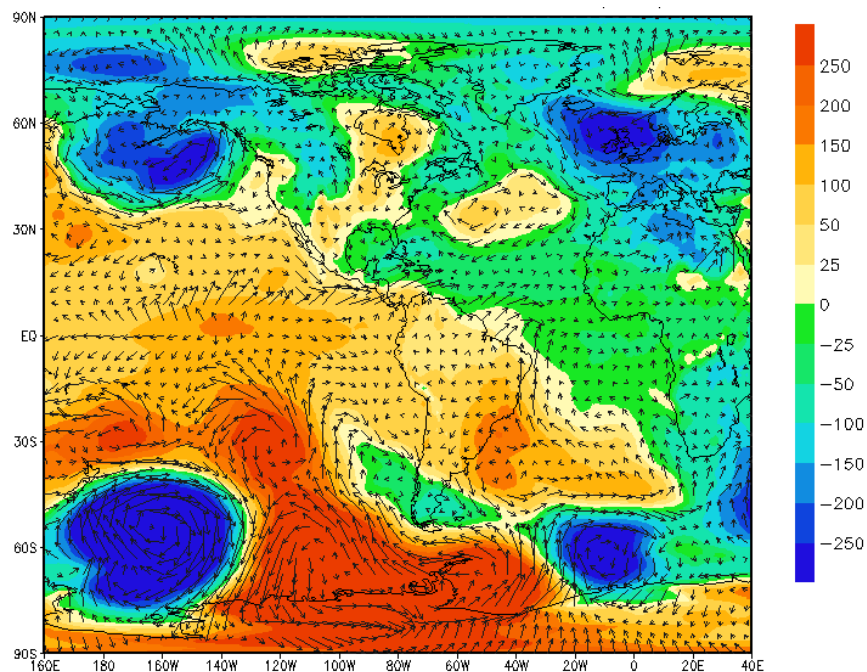


Figura 24. Representação gráfica para condições de La Niña para MAM dos compostos POSITIVO-NEGATIVO do Atlântico da Pressão ao Nível do Mar (hPa) (sombreado) e do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) em superfície.

Fonte: Pesquisa Direta.

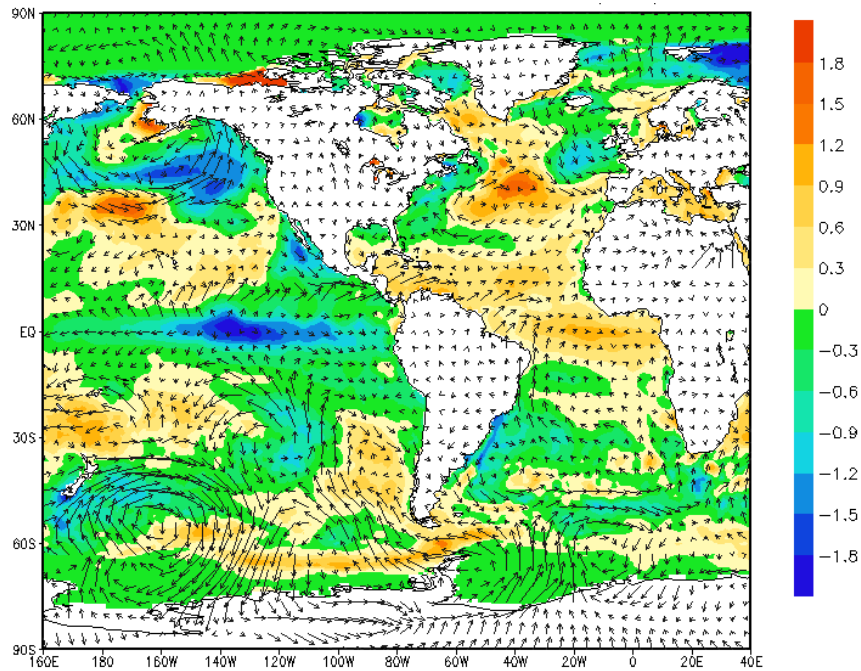


Figura 25. Representação gráfica para condições de La Niña para MAM dos compostos POSITIVO-NEGATIVO do Atlântico para TSM (K) (sombreado) e campo de vento ($m.s^{-1}$) (contorno) em superfície. Fonte: Pesquisa Direta

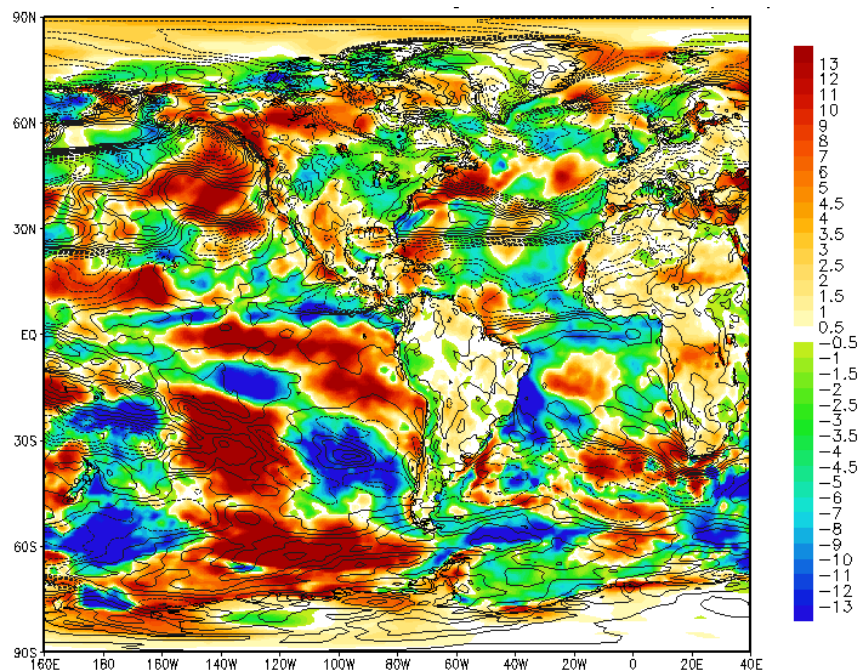


Figura 26. Representação gráfica para condições de La Niña para MAM dos compostos POSITIVO-NEGATIVO para o Índice NTA da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmica ($w.m^2 \times 10^{-3}$) (sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno). Fonte: Pesquisa Direta

Os resultados encontrados para a fase fria do ENOS são semelhantes em muitos aspectos as da fase neutra do fenômeno. As anomalias de TSM apresentavam os mesmos padrões e os mesmo mecanismos de variabilidade. Contudo a fase neutra mostrou-se com anomalias mais intensas de TSM. O padrão da NAO para estes compostos mostrou-se presente tanto nos compostos mensais quanto nos compostos por estações. Devido os resultados para a fase neutra serem semelhantes aos encontrados nos compostos mensais para mesma fase e para a fase fria nos compostos, os resultados não foram apresentados.

2. CONCLUSÕES PRELIMINARES

Ao analisar os padrões associados às fases do ENOS para a variabilidade interanual, foram encontrados padrões já conhecidos da literatura. Para o Atlântico Norte, quando o Pacífico apresenta características de ENOS na fase negativa (La Niña) e neutra, observa-se a ocorrência de padrões da oscilação do Atlântico Norte, na sua fase negativa com ambos os centros enfraquecidos. Segundo Namias (1972) em períodos que a NAO se apresenta na sua fase negativa espera-se que o NNB apresente chuvas abaixo da média e tenha anos secos, e sua fase positiva e associadas à anos úmidos. A NAO apresenta-se como um forçamento para a variabilidade interna da TSM do Atlântico Norte nas fases neutra e frias do ENOS (CHANG ET AL. 2000). Para fase quente do Pacífico, atividades ciclônicas são percebidas em ambas as bacias, favorecendo o enfraquecimento dos centros de alta pressão.

Comportamento semelhantes foram observados na fase fria e neutra do Pacífico, com a fase fria apresentando menores magnitudes nas suas anomalias em relação a fase neutra. Para os resultados aqui encontrados, a fase fria mostrou-se como intensificação das condições de neutralidade do Pacífico. As variações na pressão ao nível do mar tendem a serem maiores nas médias e altas latitudes durante as fases frias e quente do ENOS, influenciando os padrões atmosféricos nos extratropicos, concordando com resultados obtidos por Namias (1972) e Moura e Shukla (1981). No entanto, para a fase neutra, sem a influência das anomalias da TSM no Pacífico, a variabilidade da PNM nos extratropicos diminui, deixando as variações tropicais mais evidentes.

Nas fases frias e quentes do Pacífico, a variabilidade da TSM na região do tropical do Atlântico responde ao mecanismo de retroalimentação positiva proposto por Chang et al. (1997) concordado com Chang et al. (2000) e Saravanan e Chang, (2001). Contudo, para a fase neutra o mecanismo atuante nos trópicos é o da variação da temperatura na interface oceano-atmosfera. Sugerindo assim que os efeitos do ENOS ocasionam mudanças na PNM influenciando a intensidade do vento e que sem essas influências a variabilidade local tende a ser a responsável por essas mudanças.

O outono austral mostrou-se a melhor estação para as respostas do ENOS, concordando com trabalhos anteriores (CHANG ET AL., 2000; GIANNINI ET AL. 2001; ANDREOLI E KAYANO 2007). As variações no gradiente de pressão associados à variabilidade dos centros de alta pressão, influência na variabilidade da TSM no Atlântico Tropical e consequentemente nas condições anômalas da estação chuvosa (HASTENRATH E HELLER, 1977).

Para os compostos de MAM, para a fase quente do Pacífico, ao contrário do que foi encontrado para os compostos mensais para as mesmas condições no Pacífico, foi possível observar a fase positiva da NAO, com ambos os centros fortalecidos, mostrando que apesar do Pacífico não favorecer a estação chuvosa as anomalias do Atlântico podem proporcionar características que contribui para a manutenção da estação chuvosa, de acordo com Namias (1972), o fortalecimento dos centros ligados a NAO a boa qualidade da estação chuvosa no NEB. Para os compostos de MAM os resultados obtidos para a variabilidade da TSM é diferente dos compostos mensais. Para as estações, o principal mecanismo de variabilidade para TSM na região equatorial é o da variação de temperatura na interface oceano-atmosfera, e nas regiões subtropicais e extratropicais esta variação ocorre devido a maior atuação do mecanismo de retroalimentação positiva.

Os resultados aqui encontrados, como mencionado anteriormente não foram satisfatórios. Devido as análises de compostos mostrarem-se sensíveis as formas que eram calculados, mudando a cada novo parâmetro acrescentado ou mudado. Havia situações em que era possível visualizar a propagação de um trem de onda da região tropical para as médias e altas latitudes. Contudo, quando o critério para a escolha dos compostos era modificado a propagação sumia. Mostrando assim que os resultados obtidos não eram robustos, sendo assim, não mostraram-se confiáveis.

CAPÍTULO 5

ESTUDOS DE CASO

1. INTRODUÇÃO

O clima na região tropical é influenciado por diversos fatores, mas tem sua variabilidade interanual principalmente influenciada pelas condições oceânicas e atmosféricas (HASTENRATH E HELLER, 1977; CORVEY E HASTENRATH, 1978; MOURA E SHUKLA, 1981; HASTENRATH ET AL., 1984; SILVA ET AL., 2011). Tendo na TSM o principal forçamento dessa influência, diversos estudos analisaram a relação que a TSM do Pacífico e do Atlântico exercem sobre o clima da região nordeste do Brasil (RAO ET AL. 1985; MOURA E SHUKLA, 1981; NOBRE E SHUKLA, 1996; GIANINNI ET AL. 2001, SARAVANAN E CHANG, 2001, ANDREOLI E KAYANO, 2004). Hastenrath e Heller (1977) sugeriram que estas influências ocorrem principalmente da variação da pressão em superfície, temperatura da superfície do mar e vento, essas variações influenciam diretamente o posicionamento da ZCIT, sistema que surge da convergência dos ventos alísios de nordeste e sudeste resultando na incursão de ar quente e úmido da baixa troposfera para alta troposfera, causando instabilidade e convecção, formando um cinturão de nebulosidade na região tropical que envolve todo o globo, sendo o principal sistema precipitante da região equatorial, em especial do NNB.

Com uma área de aproximadamente 148.887,632 km² o estado do Ceará é o quarto maior da região nordeste, com uma população de aproximadamente de 8.963.663 de habitantes, está localizado em sua totalidade, na sub-região do sertão nordestino, uma área caracterizada pelo clima semiárido (IBGE, 2016) com características físico-ambientais de elevada evaporação, com grande variabilidade temporal e espacial pluviométrica e ocorrências de secas quase periódicas (XAVIER E XAVIER, 1999), o Ceará apresenta precipitações pluviométricas que variam entre 500 e 1000 mm/anual e temperatura variando entre 20°C e 28°C dependendo da região. Tendo seu período chuvoso concentrado nos meses de fevereiro a maio, com exceção da região do cariri no sudeste do estado que tem seu período chuvoso ocorrendo de janeiro a maio (XAVIER ET AL. 2003). Tendo como principal sistema precipitante a ZCIT, sendo a qualidade da sua estação chuvosa dependente do posicionamento mais ao sul do sistema, não apenas das regiões costeiras mais também das regiões mais continentais (XAVIER ET AL. 2003). O Ceará tem sua estação chuvosa também influenciada pela as anomalias de TSM no

Pacífico e no Atlântico Tropical, que acontecem através das teleconexões associadas ao ENOS que podem afetar diretamente através das mudanças na circulação de Walker (RAO ET AL. 1985) ou por meio perturbações na TSM do Atlântico Norte que por sua vez interfere na circulação meridional e através das mudanças na TSM do Atlântico sul. Neste trabalho será feito estudos de caso para 5 anos no estado do Ceará para análises da influência da TSM de ambos os oceanos na estação chuvosa.

2.OBJETIVO

O estudo tem como objetivo analisar os mecanismos físicos e a circulação de grande escala que influenciam para a variabilidade interanual das anomalias de precipitação da estação chuvosa no estado do Ceará.

2.1 Objetivos específicos

1. Determinar os anos com déficit de chuva na estação chuvosa, classificando-os em anos secos e úmidos;
2. Identificar possíveis mecanismos físicos associados às anomalias da TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais para os anos selecionados;
3. Analisar a variabilidade da circulação de grande escala associada às anomalias de TSM no Pacífico e a estação chuvosa;
4. Avaliar a variabilidade da TSM do Atlântico Sul e sua influência sobre a estação chuvosa do Norte do Nordeste.

3. RESULTADOS

A estação chuvosa no Nordeste é conhecida por sua grande variabilidade interanual, que está associada principalmente à variabilidade da Pressão à superfície, TSM e vento (HASTENRATH E HELLER, 1977). Variabilidade esta que afeta diretamente outras variáveis. Como fluxo de calor que varia tanto por influências atmosféricas quanto por oceânicas.

As variabilidades da TSM no Atlântico Tropical Norte e Sul são na maioria das vezes independentes entre si. Estas variabilidades levam em alguns casos ao surgimento de anomalias com sinais opostos nos dois hemisférios. Segundo Chang et al. (1997), nestas situações, as anomalias induzidas no vento pelo padrão anômalo de TSM, aconteceriam de forma a reforçá-las, constituindo um mecanismo de retroalimentação positiva. Isto se daria da forma explorada a seguir. Numa situação de TSM mais elevadas no Norte e enfraquecida no Sul, os ventos responderiam com intensificação do escoamento trans-equatorial para norte. Isto representa enfraquecimento dos ventos no HS e intensificação no HN o que leva a diminuição do fluxo de calor do oceano para a atmosfera no HN e aumento no HS, tendendo a elevar e diminuir a TSM, respectivamente, o que representa um fortalecimento da anomalia original. Apesar de Chang et al. (1997) não ter encontrado um mecanismo que seria capaz de inverter as anomalias de TSM do Atlântico eles consideraram que o mecanismo de resposta de vento descrito acima poderia ser responsável pelo modo de variabilidade da TSM conhecido como dipolo do Atlântico com período de 13 anos.

Moura e Shukla (1981) haviam proposto a existência de uma célula termalmente direta com ascendência nas águas quentes do Atlântico Norte e subsidência sobre as águas frias no ATLTS. No entanto, análises estatísticas colocam a existência do dipolo em questionamento, justamente devido a variabilidade inter-hemisféricas da TSM. O modo dipolo exige a existência de anticorrelações nessa variabilidade (SARAVANAN E CHANG, 2001). Contudo, em algumas situações a TSM apresenta anomalias de mesmo sinal com intensidades diferentes, chamado de gradiente inter-hemisférico, o que nos levar a questionar se esse gradiente é capaz de criar uma célula termalmente direta como a proposta por Moura e Shukla (1981).

As análises de compostos aqui feitas mostraram forte assinaturas de distúrbios extratropicais, como o da NAO, isso devido a variabilidade da PNM ser mais evidente nos extratropicais do que nos trópicos. As pequenas variações de PNM que ocorrem nos trópicos poderiam ser capazes de influenciar nas chuvas do Nordeste ou elas podem ser mascaradas pelos distúrbios extratropicais.

A ZCIT é um dos principais sistemas precipitantes do NNB, ela surge da confluência dos ventos na região do cavado equatorial, e seu deslocamento anual é influenciado pela a marcha do sol e águas superfícies mais quentes. Sabe-se que pequenas variações na TSM são capazes de mudar a confluência e convergência dos alísios. Mas será que essas anomalias competem entre si para influenciar a ZCIT e em quais situações elas predominariam. Os estudos de casos apresentados a seguir buscam respostas para os questionamentos apresentados nos parágrafos anteriores.

3.1 Ano de 1983 Seco.

O ano de 1983 foi de grande estiagem para região do NEB, e esteve associado a intensas anomalias positiva na temperatura das águas superficiais do Pacífico Leste e Central, tendo sido um dos El Niños mais fortes daquela década (RAO ET AL., 1985). A estação chuvosa daquele ano foi antecedida por águas superficiais anormalmente quentes no Pacífico, neutras no Atlântico Tropical Sul e ligeiramente mais frias no ATLTN durante o verão austral. As anomalias do Pacífico persistiram até o outono, e um padrão de oposição de fase foi visto no Atlântico Tropical com ATSM mais quentes na região do equador à aproximadamente 30°N e frias por quase toda a bacia sul até aproximadamente 60°S (Figura 27). A configuração de anomalias com sinais opostos na pressão ao nível do mar, como pode ser visto no Atlântico Sul, com centro negativo centrado aproximadamente em 60°S e um centro positivo entre 0°S e 30°S são características de um deslocamento para norte da ASAS, padrão semelhante pode ser observado no Atlântico Norte (Figura 28). Esse deslocamento para norte de ambos os centros de pressão subtropicais resulta na intensificação da atividade anticiclônica no ATLS e fortalecimento dos ventos alísios de sudeste (Figura 28). Esse fortalecimento dos ventos de sudeste induz anomalia negativa nos ventos de nordeste resultando em fluxo trans-equatorial para norte em torno de 1°S a 5°N (Figura 27).

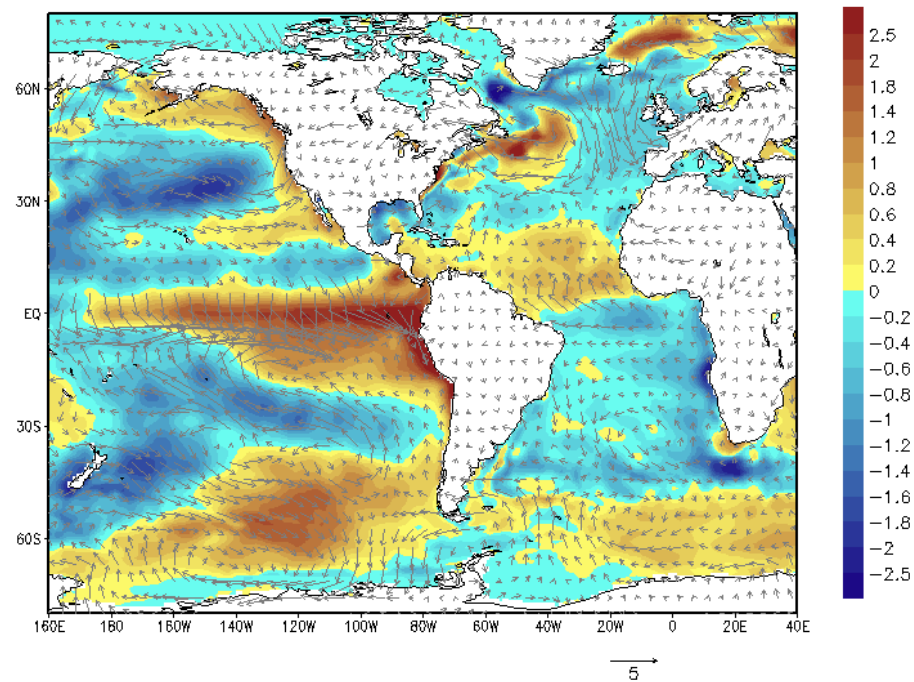


Figura 27. Anomalias da TSM (K) (sombreado) e para o campo de vento (vetores) ($m.s^{-1}$) em superfície referente a MAM do ano de 1983. Fonte: Pesquisa Direta.

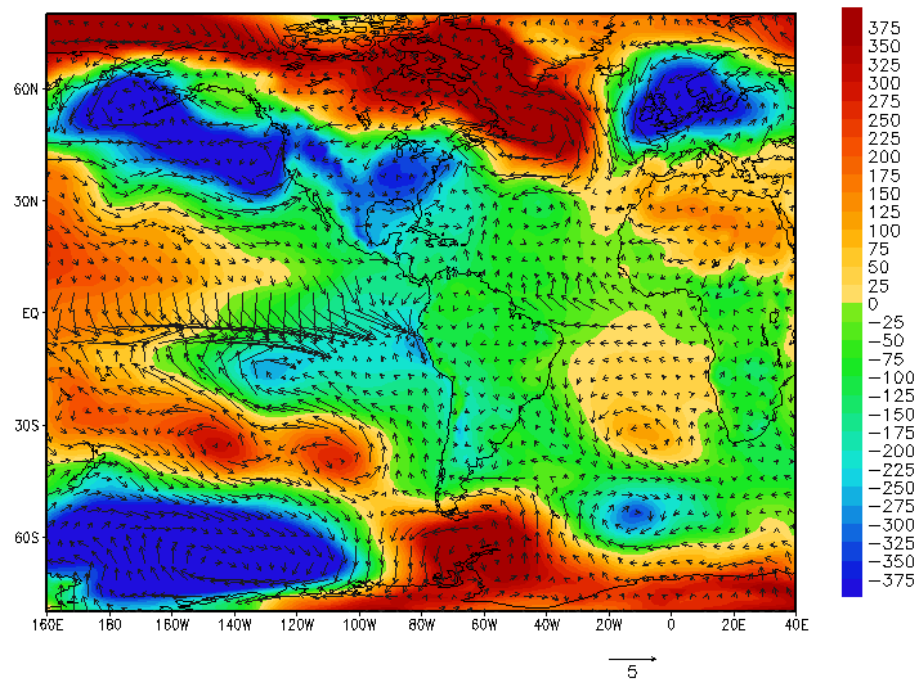


Figura 28. Anomalias do Pressão ao Nível do Mar (hPa) (sombreado) e do campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) em superfície referente a MAM do ano de 1983. Fonte: Pesquisa Direta.

Na região entre o equador e 5°N , onde ocorre o fluxo trans-equatorial para norte, há enfraquecimento do vento associado à anomalia negativa do fluxo de calor, o que implica em mais calor perdido para a atmosfera, embora esta situação seja compatível com o mecanismo de Chang et al (1997) a ATSM nesta área é positiva, levando a crer que o fluxo de calor nesta região se deve ao aumento da ATSM. Para a área acima de 5°N , as anomalias negativas da PNM (Figura 28) e o enfraquecimento do vento induziram menor perda de calor, resultando no aquecimento da TSM, sendo assim, a TSM é forçada pela atmosfera (Figura 29). No Atlântico Sul, as anomalias negativas da TSM ocorrem junto com o fortalecimento da ASAS, e dos alísios, e maior perda de calor para atmosfera. Isto é compatível com o mecanismo de retroalimentação positiva, em que ventos mais fortes induzem maior fluxo de calor para cima, produzindo anomalias negativas de TSM (Figura 27). Com o Atlântico Norte mais quente e o Atlântico Sul mais frio, tem-se maior fluxo trans-equatorial para norte.

Fortes anomalias de TSM no Pacífico resultaram em forte evento de El Niño intensificando a atuação da anomalia da célula de Walker, com uma grande área de convergência (Figura 30) e movimento ascendente sobre o Pacífico central (Figura 31), causando bifurcação daquela célula, levando a uma forte subsidência por toda a região tropical continental (Figura 30). Essa subsidência associada à célula foi intensificada por forte anomalia de divergência e convergência em baixos e altos níveis, respectivamente, sobre o Pacífico e áreas do Nordeste e oceânicas adjacente (Figura 30). Além da forte subsidência devido à célula de Walker, o deslocamento para norte da ASAS pode ser associado a intensificação da subsidência da célula de Hadley. O intenso movimento subsidente e a ocorrência de águas mais quentes ao norte e frias ao sul e o fluxo trans-equatorial favoreceu permanência da ZCIT ao norte, são fatores que proporcionaram um ambiente para o forte déficit da estação chuvosa no norte do Nordeste e para o estado do Ceará.

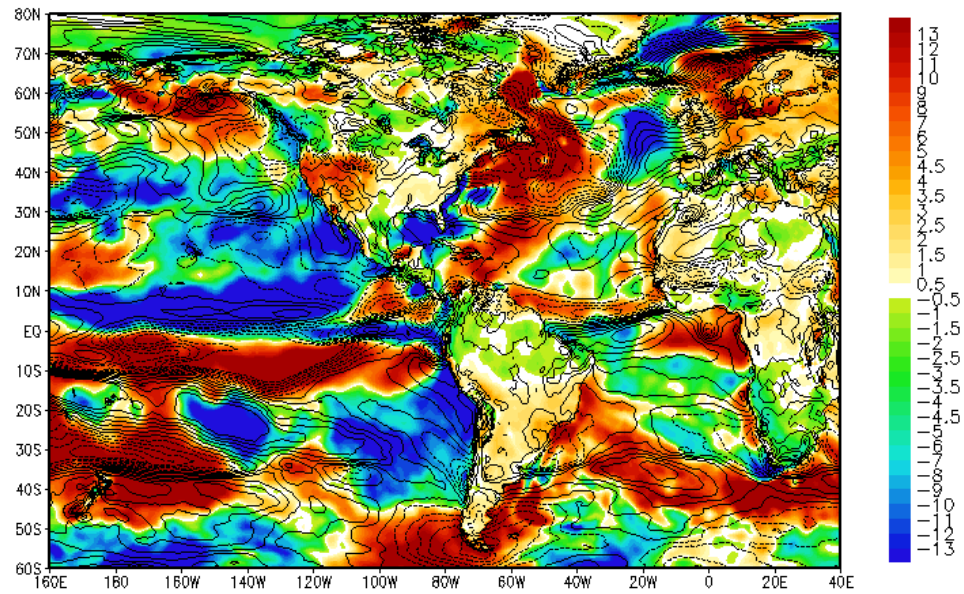


Figura 29. Anomalia da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmica ($w.m^2 \times 10^3$) (sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno) referente a MAM de 1983. Fonte: Pesquisa Direta.

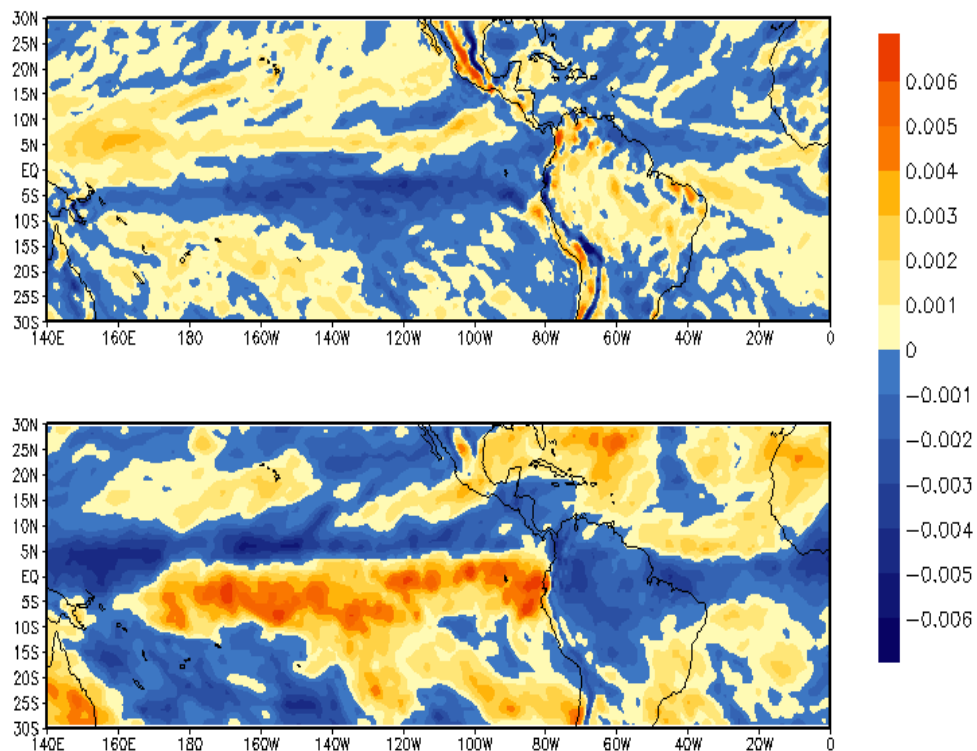


Figura 30. Divergência do vento em baixos 925 hPa (superior) e altos 200 hPa (inferior) níveis referentes a MAM de 1983. Fonte: Pesquisa Direta.

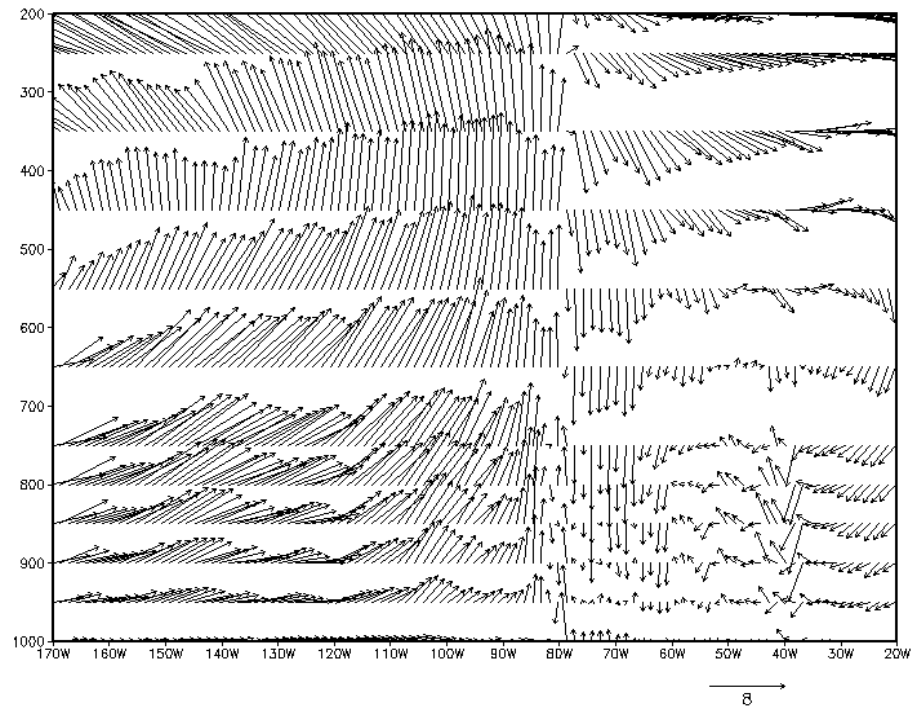


Figura 31. Perfil vertical da célula de Walker referente a MAM de 1983. Fonte: Pesquisa Direta.

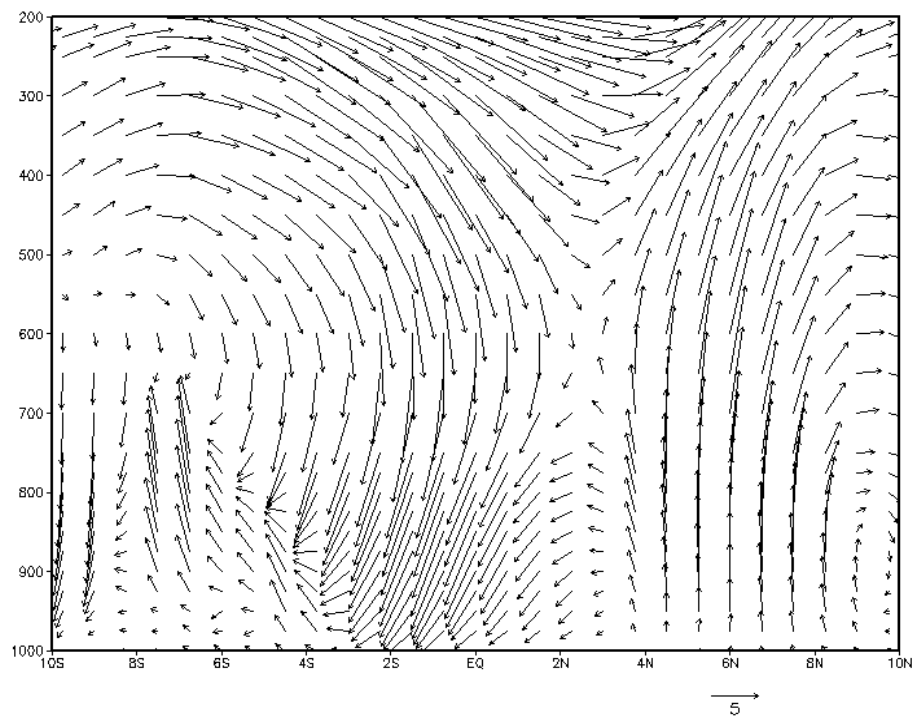


Figura 32. Perfil vertical da célula de Hadley referente a MAM de 1983. Fonte: Pesquisa Direta.

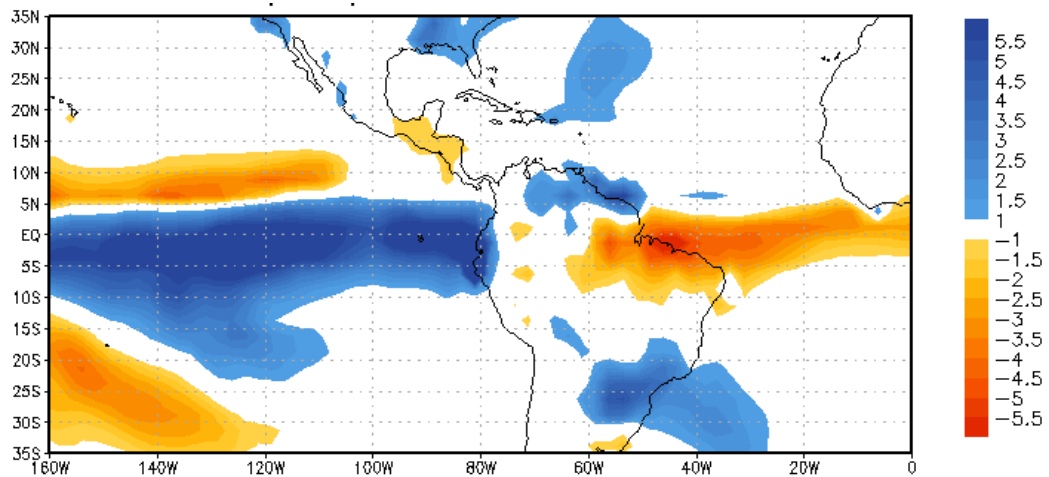


Figura 33. Anomalia da Precipitação (*mm*) referente a MAM de 1983. Fonte: Pesquisa Direta.

3.2 Ano 2010 seco

O ano de 2010 apresentou sua estação chuvosa abaixo da média no NEB (Figura 40), semelhante ao ocorrido em 1983, no entanto, os anos diferenciaram em outros aspectos. Este foi um ano de transição entre as duas fases do ENOS, com o início do ano registrando anomalias quentes no Pacífico e começando a resfriar no meio do ano (Gráfico 5). O ano anterior à 2010 foi de ocorrência de El Niño Modoki e canônico (TEDESCHI E CAVALCANTI, 2010). O El Niño Modoki é caracterizado por um aquecimento das águas superficiais do Pacífico Central e um resfriamento nos lados oeste e leste da bacia (TEDESCHI E CAVALCANTI, 2010). O verão austral de 2010 foi caracterizado por fortes anomalias de TSM do ATL Tropical que se fortaleceram ainda mais no outono austral. No Pacífico, houve enfraquecimento da ATSM, exibindo áreas com resfriamento no outono (Figura 34) em relação ao verão, a ocorrência simultânea de anomalias de TSM de mesmo sinal nos oceanos Atlântico e Pacífico Tropicais tendem a fortalecer os padrões anômalos de precipitação no Nordeste Brasileiro (KAYANO E ANDREOLI, 2006).

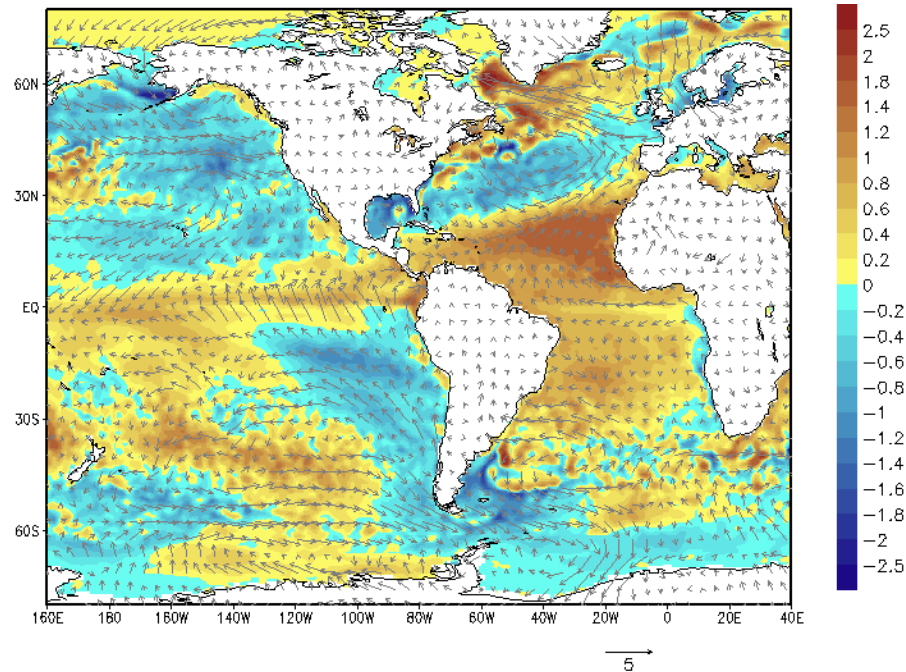


Figura 34. Anomalias da TSM (K) (sombreado) e para o campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) em superfície referente MAM para o ano de 2010. Fonte: Pesquisa Direta.

O deslocamento para sul da ASAS e o enfraquecimento da ASAN (Figura 35), este último associado à fase negativa da NAO, com ambos os centros da Oscilação do Atlântico Norte apresentando enfraquecimento, levaram a fluxo trans-equatorial para norte ao norte do equador (Figura 35). Os ventos mais fracos no Atlântico Norte induziram menor perda de calor da superfície oceânica para a atmosfera (Figura 36), resultando no aquecimento das águas no Hemisfério Norte concordante com o mecanismo de realimentação positiva de Chang et al. (1997), com exceção de uma área na costa da África entre $10^{\circ}N$ e $30^{\circ}N$ que mostra maior fluxo de calor para cima, anomalia negativa. Sendo esta uma área de ressurgência, o enfraquecimento do vento sugere uma diminuição da ressurgência aumentando a ATSM, favorecendo maior liberação de calor para atmosfera. Para esta região o oceano induz a atmosfera, sugerindo uma retroalimentação negativa mencionada anteriormente por Chang et al. (1997) (Figura 36). No Atlântico Sul, o fortalecimento do vento e anomalias de fluxo de calor negativas (Figura 36), estão associados a anomalias positivas da TSM (Figura 34), para o ATLS as anomalias de fluxo de calor são forçadas pela própria TSM, respondendo ao mecanismo proposto por Saravanan e Chang (2000), onde a TSM também induz a variabilidade do fluxo de calor (Figura 36). O aquecimento de ambas as bacias leva a um gradiente para norte das anomalias de TSM (Figura 34).

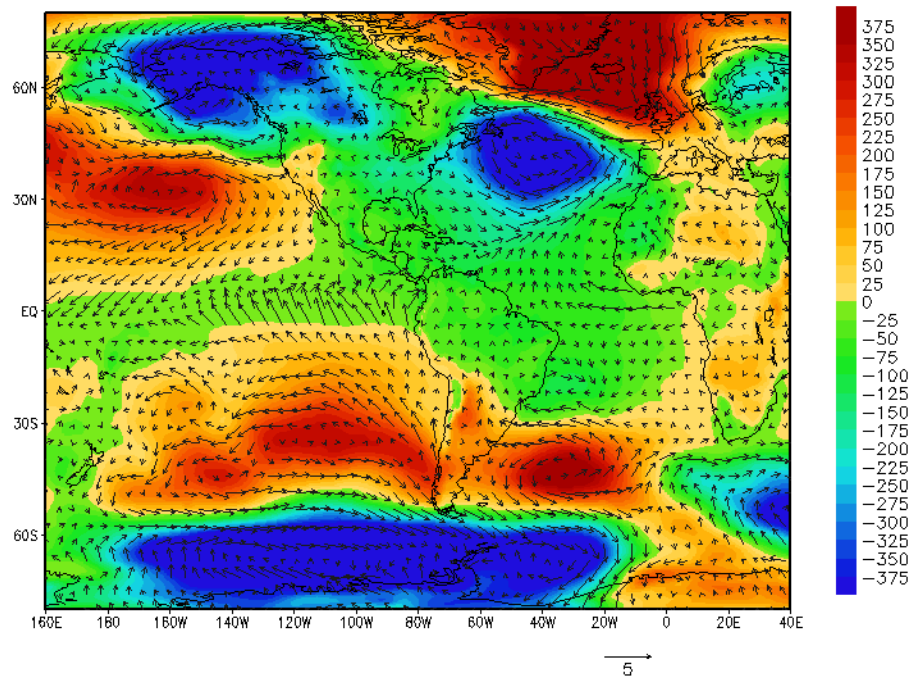


Figura 35. Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (hPa) (sombreado) e para o campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a MAM do ano de 2010. Fonte: Pesquisa Direta.

O gradiente de anomalias da TSM para norte e o enfraquecimento dos ventos de nordeste proporcionaram um ambiente favorável a permanência da ZCIT a norte do equador. Neste ano a ocorrência do gradiente parece anular a existência da célula meridional trans-equatorial que existe do deslocamento da ZCIT para norte, podendo ser visto na representação da célula de Hadley, não havendo muita interação intra-hemisféricas (Figura 39). Os efeitos do El Niño para este ano foram menos intensos se comparado ao de 1983. Para anos de El Niño considerados fracos ou moderados, é possível perceber a ocorrência de células anômalas menores, sobre o Pacífico leste e áreas continentais. Com ascendência sobre o Pacífico central e subsidência sobre a costa do Peru, com ar ascendendo novamente sobre a oeste da Amazônia e subsidindo sobre o leste da Amazônia e nordeste brasileiro, aproximadamente (Figura 38). A subsidência causada pelas células de circulação resulta em uma área de divergência e convergência em baixos e altos níveis, respectivamente (Figura 37). Considerando os fatores mencionados anteriormente, o déficit de precipitação para o ano de 2010 (Figura 40) no estado do Ceará e NEB não está tão bem relacionado com as anomalias do Pacífico quanto o ano 1983 (Figura 33), mas com as características oceânicas do Atlântico Tropical que sugerem uma permanência da ZCIT mais a norte e a subsidência resultante do deslocamento para sul da ASAS.

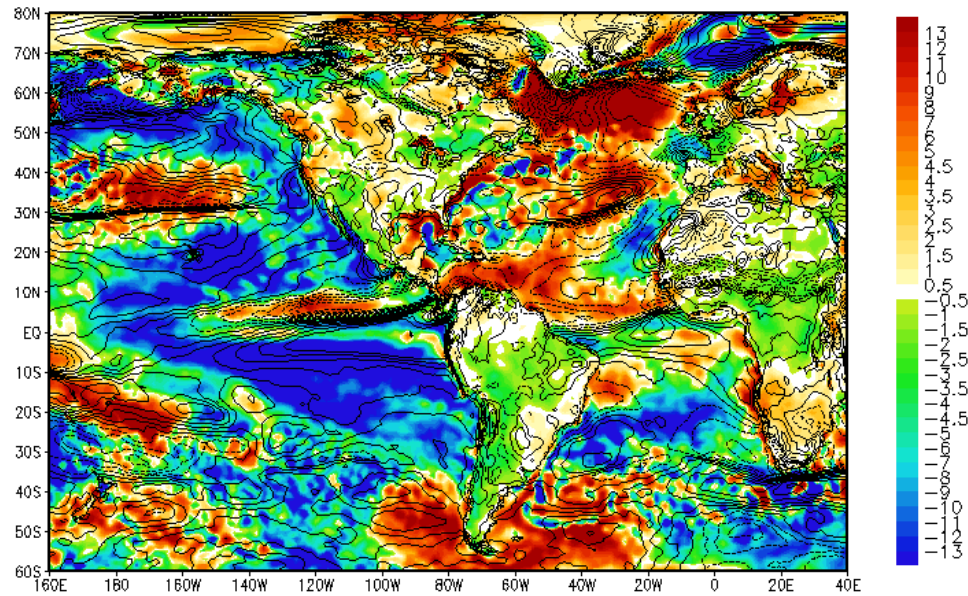


Figura 36. Anomalia da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmica ($W.m^{-2} \times 10^{-3}$) (sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno) referente a MAM de 2010. Fonte: Pesquisa Direta.

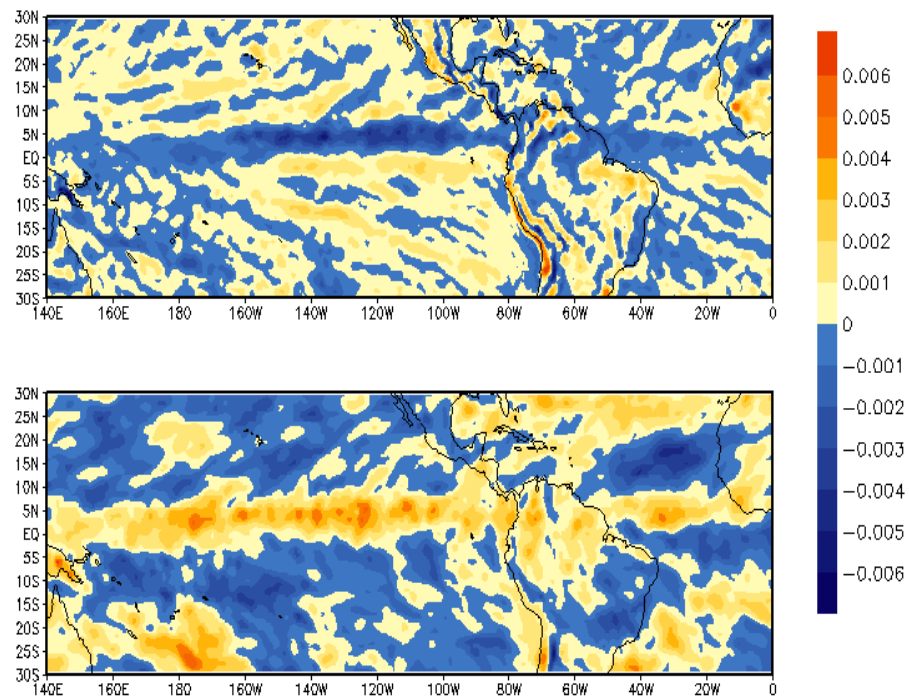


Figura 37. Divergência do vento em baixos (925 hPa) (superior) e altos (200 hPa) (inferior) níveis referentes a MAM de 2010. Fonte: Pesquisa Direta.

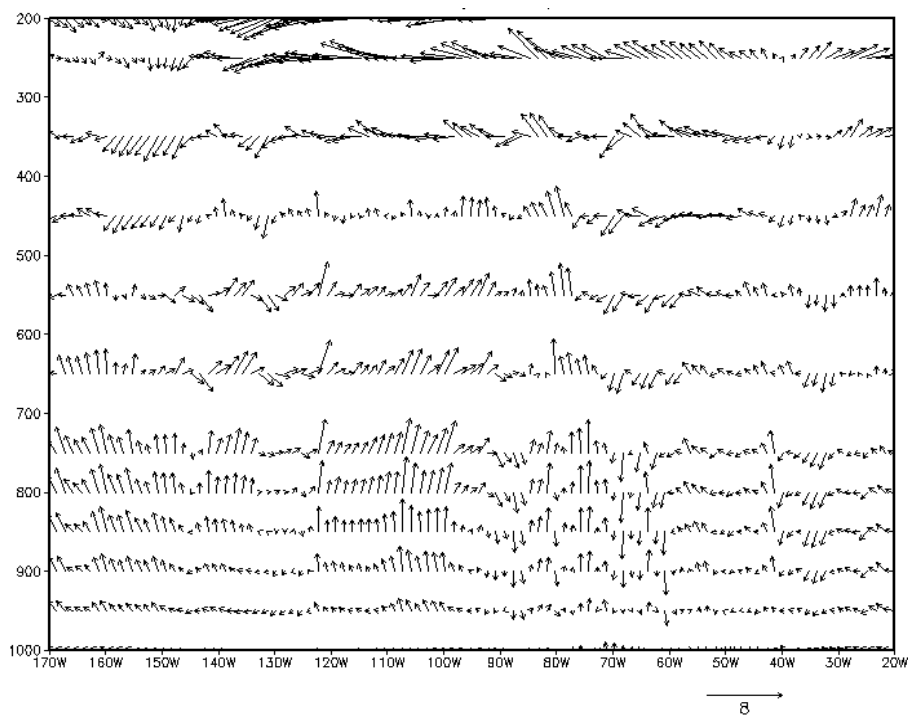


Figura 38. Perfil vertical da célula de Walker referente a MAM de 2010. Fonte: Pesquisa Direta.

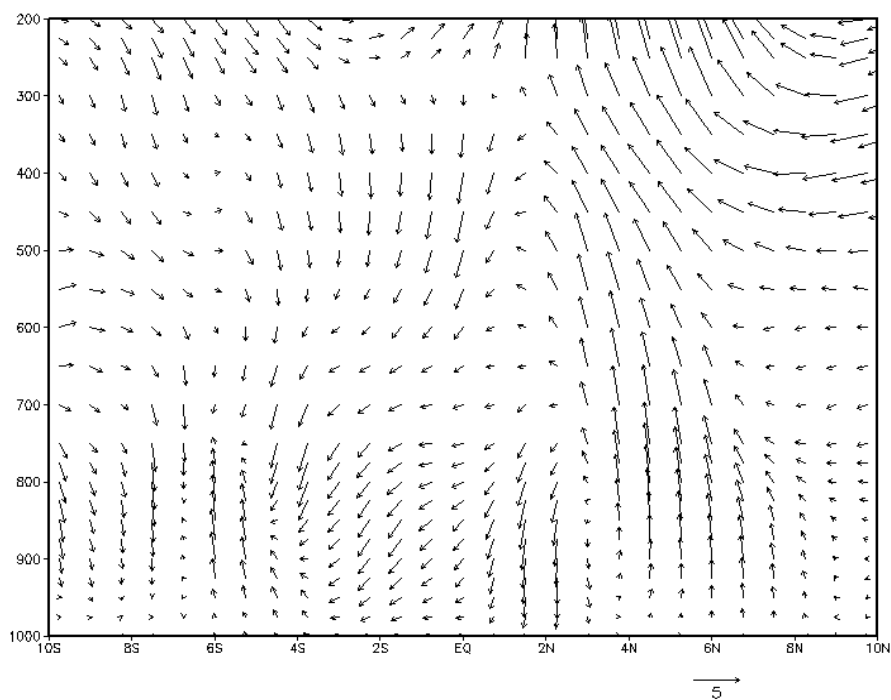


Figura 39. Perfil vertical da célula de Hadley referente a MAM de 2010. Fonte: Pesquisa Direta.

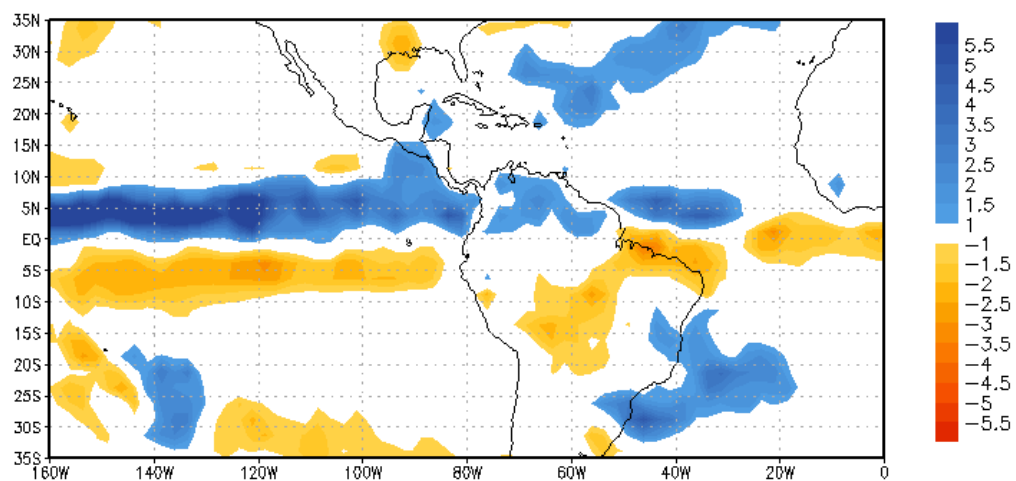


Figura 40. Anomalia da Precipitação (mm) referente a MAM de 2010. Fonte: Pesquisa Direta.

3.1 Ano 1985 Úmido.

Os anos úmidos no Ceará são caracterizados por uma aproximação de seu principal sistema precipitante, a ZCIT que chega a sua posição mais a sul condicionadas por características termodinâmicas. (ANDREOLI E KAYANO, 2007; KAYANO E ANDREOLI, 2004; HASTENRATH E HELLER, 1977; CHANG ET AL, 2001). O ano de 1985 foi um ano de anomalias de TSM negativas sobre o Pacífico e anomalias positivas da precipitação na região nordestina. O verão austral de 1984/1985 anterior a estação chuvosa analisada, foi caracterizado por anomalias negativas no Pacífico, e anomalias positivas no Atlântico tropical Sul próximas à costa leste do continente sul americano entre as latitudes 0° e 10°S e negativas no Atlântico Norte por quase toda a bacia, situação está que se manteve durante a estação chuvosa (MAM) analisada (Figura 41).

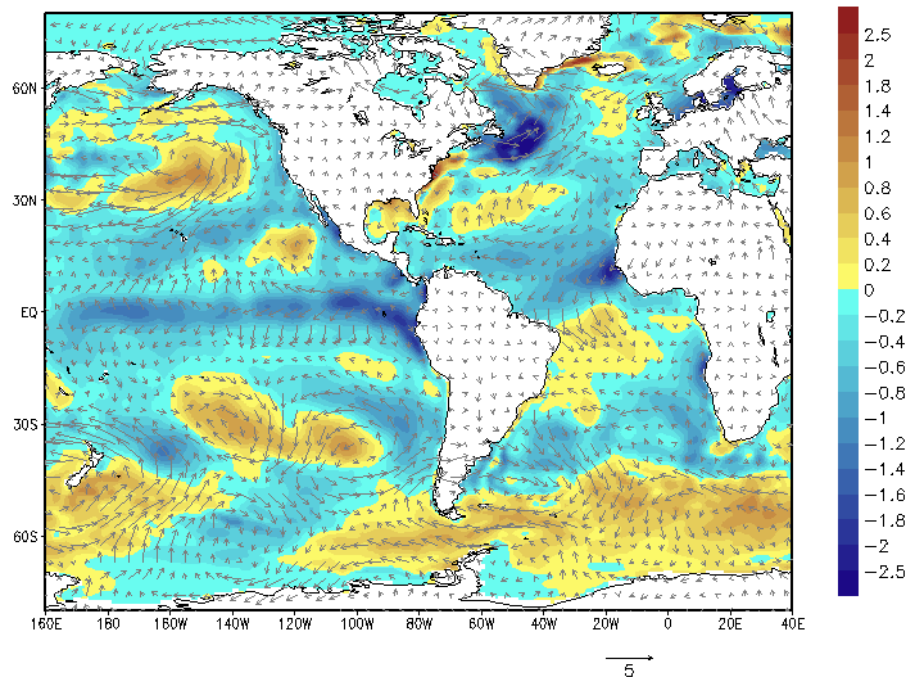


Figura 41. Anomalias da TSM (K) (sombreado) e o campo de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a MAM para o ano de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.

As Anomalias positivas da PNM em torno de 15°N - 60°N, intensificaram a ASAN e provocaram deslocamento para sul da ASAS (Figura 42), induzindo anomalias para sul nos alísios de nordeste, resultando em fluxo trans-equatorial para sul que converge aproximadamente em 3°S em uma região de anomalias negativas da pressão (Figura 42). O enfraquecimento do vento próxima à costa do Nordeste sobre uma anomalia de PNM negativa, é resultado da convergência do fluxo de vento anômalo de nordeste (Figura 42). Na região entre

5°N e 30°N o fortalecimento do vento, a anomalia negativa do fluxo de calor e o resfriamento da ATSM, são características do mecanismo de retroalimentação positiva (CHANG ET AL., 1997) em que a intensificação dos ventos induzem maior perda de calor e resfriamento da TSM (Figura 43), o mesmo ocorre no Hemisfério Sul na faixa entre 10°S e 35°S aproximadamente. Nas latitudes acima de 35°S, as anomalias positivas do fluxo de calor e da ATSM são associadas ao fortalecimento do vento, sugerem que o mecanismo de variabilidade para esta região é forçado pela diferença de temperatura na interface oceano-atmosfera, devido ao aquecimento da TSM ela armazena mais calor que libera, fazendo a anomalia do fluxo ser positiva (Figura 43).

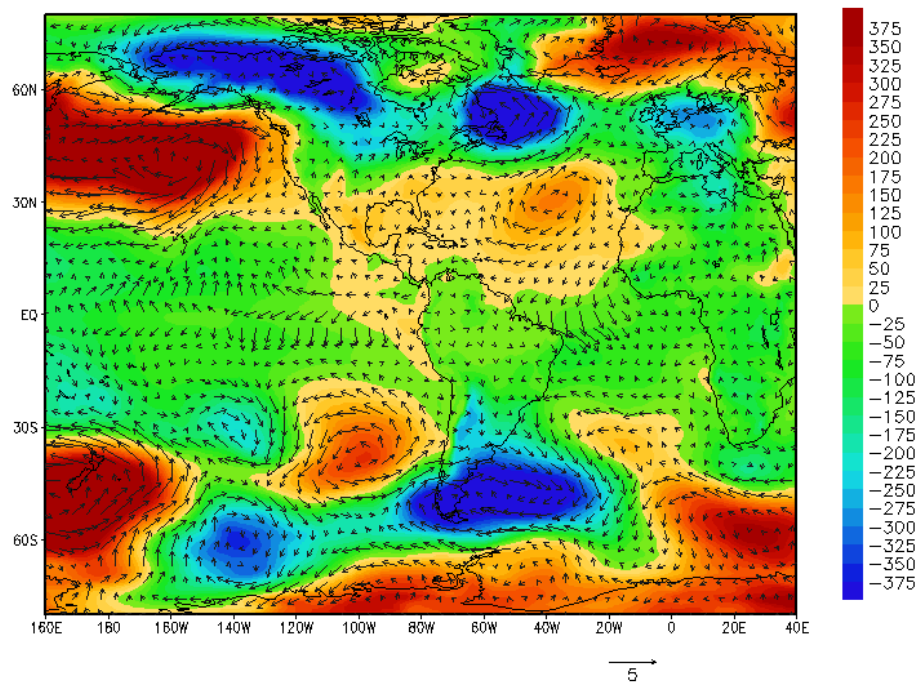


Figura 42. Anomalia da Pressão ao Nível do Mar (hPa) (sombreado) e do vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a MAM do ano de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.

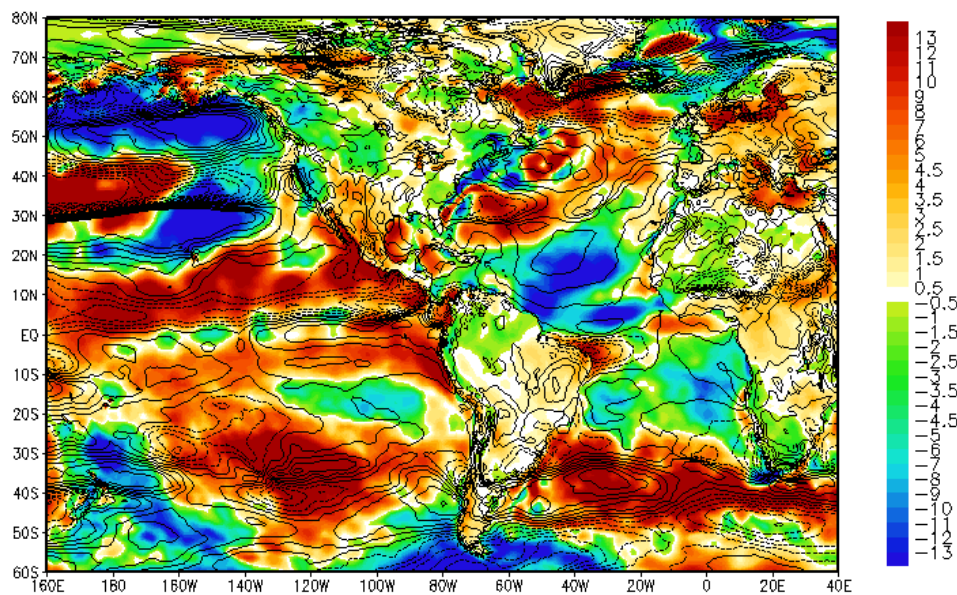


Figura 43. Anomalias da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmica ($w.m^2 \times 10^3$) (sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno) referente a MAM de 1985.

Fonte: Pesquisa Direta.

Os eventos de La Niña estão associados a águas mais frias sobre o Pacífico e anomalias positivas da pressão, induzindo anomalias de divergência e convergência em baixos e altos níveis sobre Pacífico (Figura 44), respectivamente. Resultando em intensificação do ramo de subsidência da célula de Walker sobre o Pacífico (Figura 45). Sobre a região do nordeste e áreas oceânicas adjacente existe uma área de convergência e divergência em baixos e altos níveis, ocasionando movimento ascendente na região relacionado a anomalias sobre o oceano pacífico. Na Figura 46 observa-se movimento ascendente na região entre o equador e $6^\circ S$, há influência das duas células que favorecem ascendência na região NEB criando um ambiente favorável para convecção. Esse movimento para cima é fortalecido pela oposição de sinais na ATSM no equador, anomalias positivas ao sul e negativas ao norte no Atlântico Tropical, que juntas com um fluxo trans-equatorial para sul (Figura 41) proporciona um ambiente favorável para a descida da ZCIT para Sul. O padrão de faixa de anomalias positivas da precipitação sobre o Nordeste e uma faixa de anomalias negativas mais a norte é resultado da ocorrência conjunta dos fatores citados acima (Figura 47).

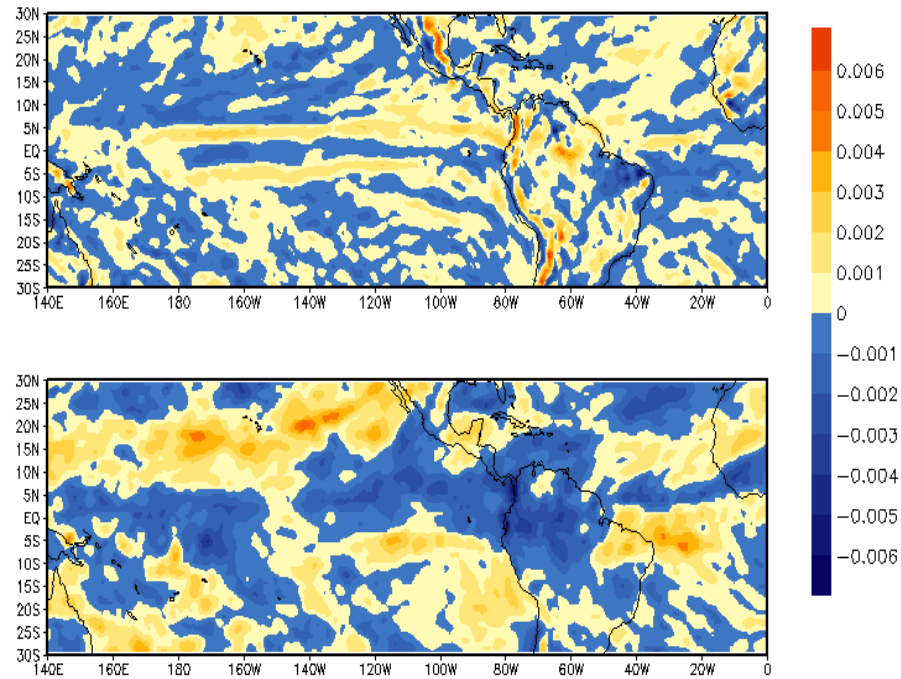


Figura 44. Divergência do vento em baixos 925 hPa (superior) e altos 200 hPa (inferior) níveis referentes a MAM de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.

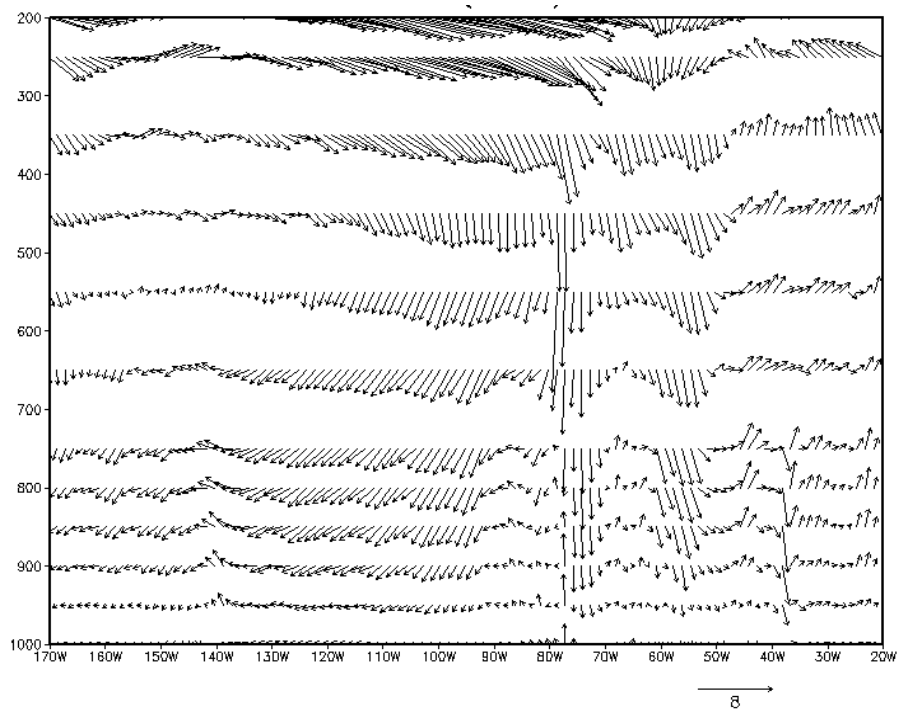


Figura 45. Perfil vertical da célula de Walker referente a MAM de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.

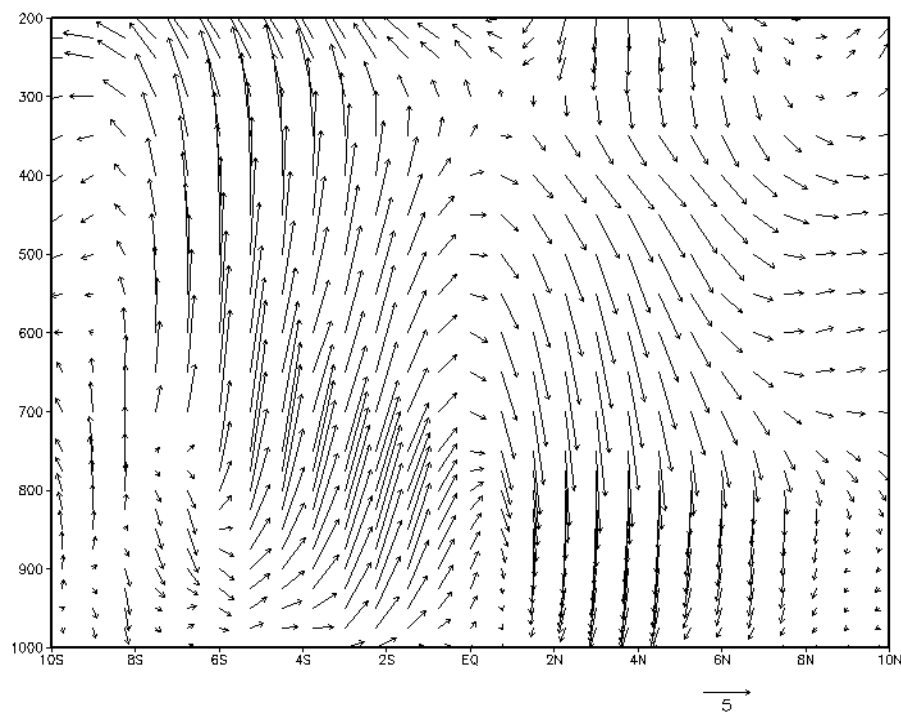


Figura 46. Perfil vertical da célula de Hadley referente a MAM de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.

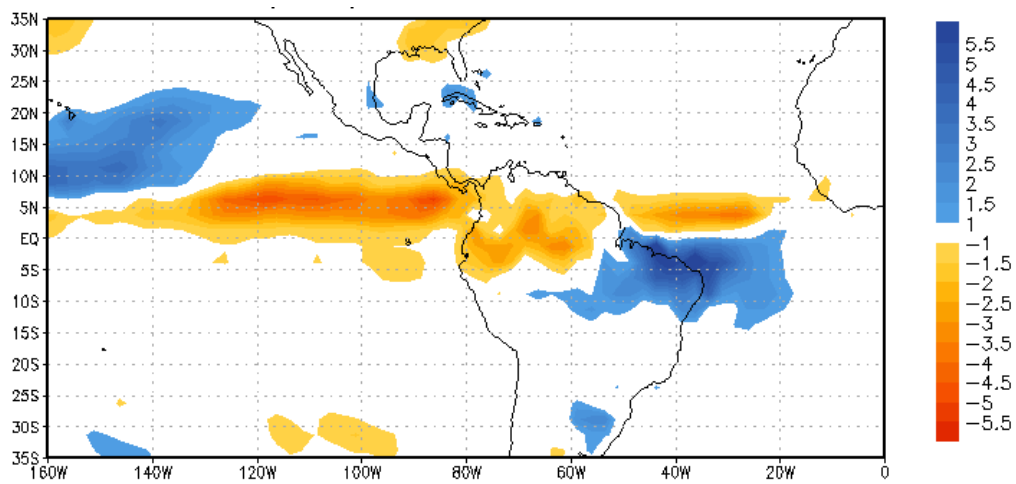


Figura 47. Anomalia da Precipitação (mm) referente MAM de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.

3.4 Ano 2011 Úmido

Os padrões de anomalia da TSM no Pacífico de estação chuvosa de 2011 foram diferentes de 1985. Em 1985 as anomalias foram homogeneamente mais distribuídas por toda a bacia do Pacífico, em 2011 as anomalias concentraram-se mais na parte Central, ocorrendo devido a diminuição da região de anomalias do verão para outono austral. Durante o verão as anomalias de TSM podiam ser vistas por toda a bacia e foram seguidas de anomalias positivas no ATLTN e negativas no ATLTS. No outono essa região de anomalias negativas diminuiu e concentrou-se mais no Pacífico central (Figura 48), e foram seguidas de ATSM positivas centradas de 15°S a 30°N no Atlântico Tropical, tendo ambas as bacias magnitudes semelhantes na região equatorial. E com alguns núcleos de anomalias negativas no Atlântico Norte e Sul.

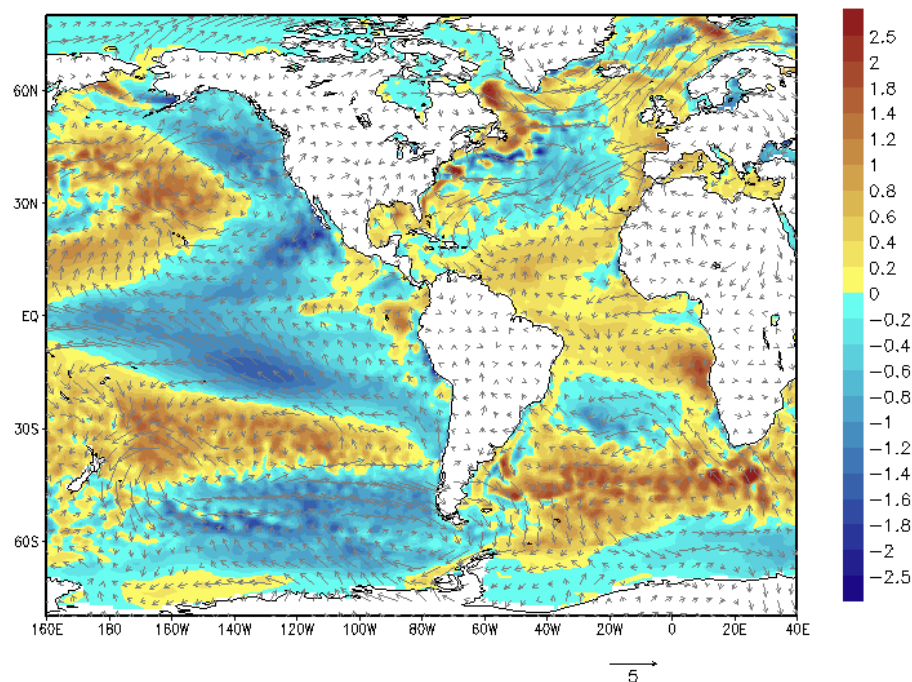


Figura 48. Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a MAM para o ano de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.

O resfriamento da TSM no Pacífico induziu anomalias positivas na PNM sobre este oceano, apresentando um padrão de anomalias positivas e negativas que surgiram no Pacífico e propagaram por altas latitudes até chega ao Atlântico Norte semelhante ao padrão de Teleconexão PNA (Figura 49). A ocorrência de um padrão de centros anômalo na PNM como pode ser visto no Atlântico com núcleo positivo centralizado aproximadamente em 60°N e núcleo negativo em torno de 30°N pode ser associado ao deslocamento da ASAN para norte

esse padrão também pode ser visto no Atlântico Sul com deslocamento para sul da ASAS (Figura 49). Os deslocamentos de ambos os centros de pressão induziram uma divergência do vento em torno de 2°N acima do equador (Figura 48) causando anomalias no fluxo do vento em ambos os Hemisférios. No Atlântico Sul, as anomalias de norte no vento convergem aproximadamente a 5°S próximo à costa leste do Nordeste (Figura 48). A confluência na costa está associada a ATSM positivas e ao fortalecimento das anomalias de vento, devido a isto é possível dizer que a variação da temperatura na interface ar-mar foi a responsável pela anomalia do fluxo de calor (Figura 50). Nas demais regiões do Atlântico Sul o fortalecimento dos ventos e anomalias negativas do fluxo de calor estão associadas a ATSM negativas, seguindo o mecanismo de retroalimentação proposto por Chang et al. (1997) (Figura 50). No Atlântico Norte, o mecanismo de retroalimentação positiva é a principal forçante para a variabilidade da TSM também (Figura 50).

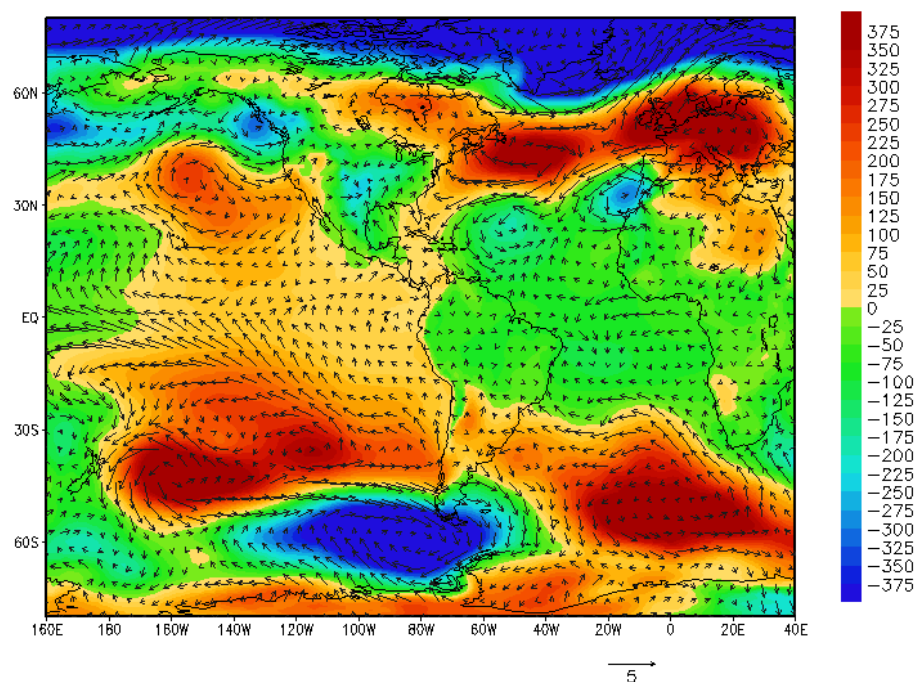


Figura 49. Anomalias da Pressão ao Nível do mar (hPa) (sombreado) e vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a MAM para o de ano de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.

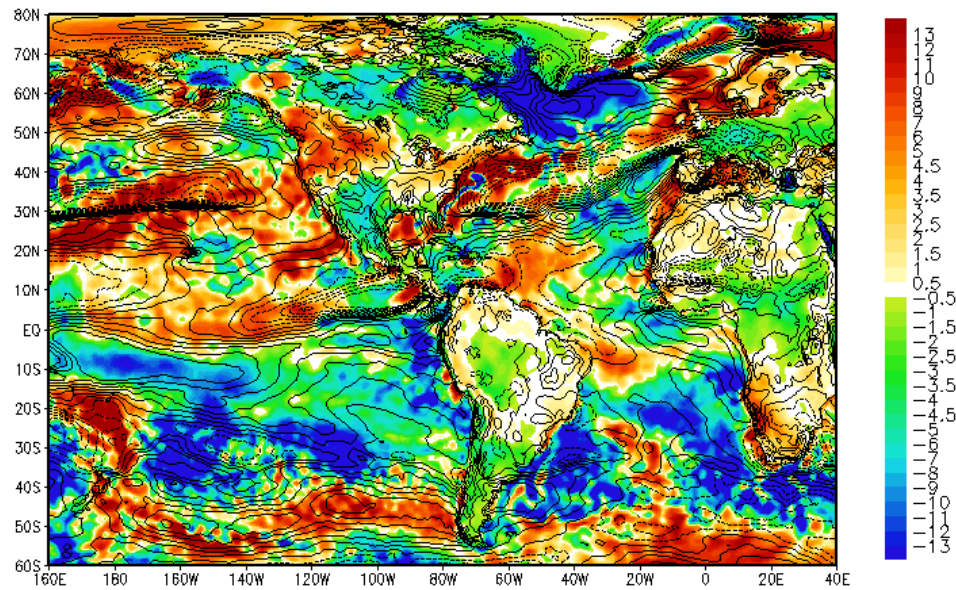


Figura 50. Anomalias da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmica ($w.m^2 \times 10^3$) (sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno) referente a MAM de 2011.

Fonte: Pesquisa Direta.

A convergência do vento próximo à costa do Nordeste em torno de 5°S induziram movimento ascendente nesta região (Figura 51) resultando em divergência em altos níveis na região equatorial próximo à costa do Nordeste (Figura 51). O movimento ascendente nesta região ocasionado por convergência em baixos níveis é reforçado pelos efeitos da célula da Hadley (Figura 53) e de Walker (Figura 52). Os efeitos da célula de Walker para esse ano mostraram-se através da formação de células menores por toda a extensão tropical continental, para este ano os efeitos da La Niña sobre a precipitação no NEB mais especificamente sobre o Ceará foram intensificados pela condição oceânica vizinha que proporcionaram um ambiente favorável para descida ZCIT para Sul, melhorando a qualidade da estação chuvosa para este ano (Figura 54).

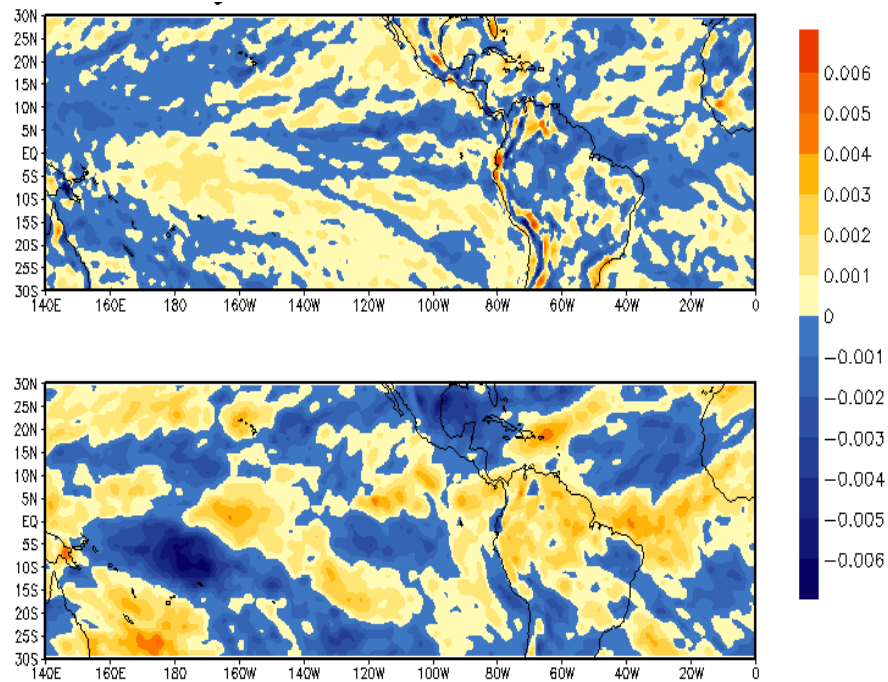


Figura 51. Divergência do vento em baixos 925 hPa (superior) e altos 200 hPa (inferior) níveis referentes a MAM de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.

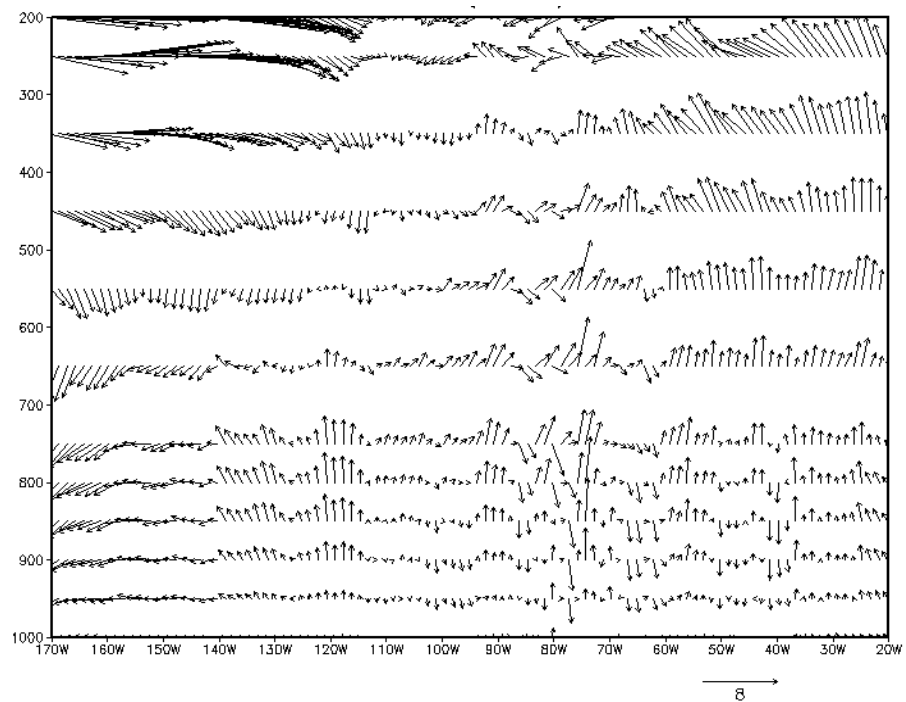


Figura 52. Perfil vertical da célula de Walker referente a MAM de 2011. Fonte: Pesquisa Direta

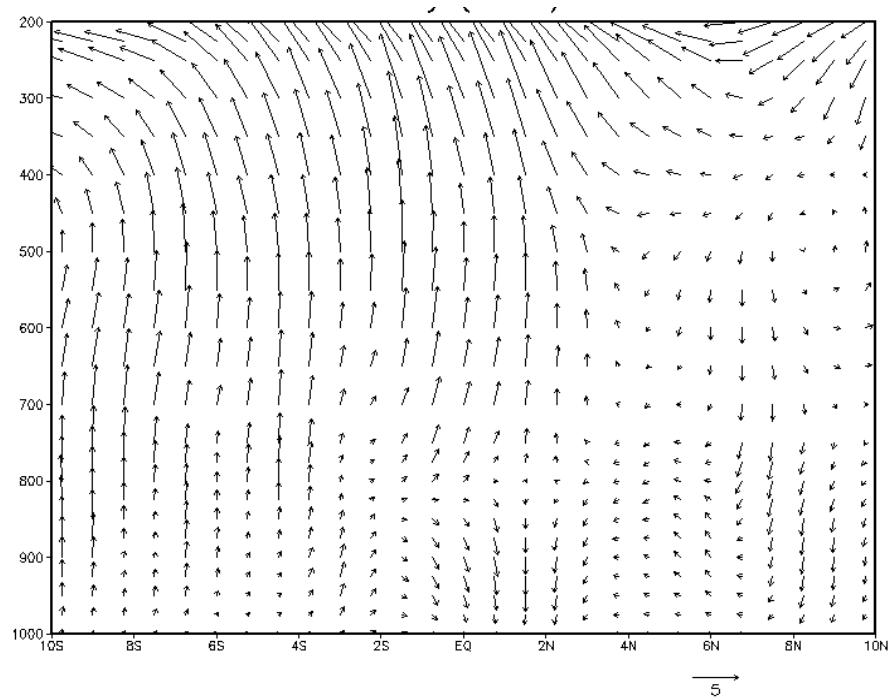


Figura 53. Perfil vertical da célula de Hadley referente a MAM de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.

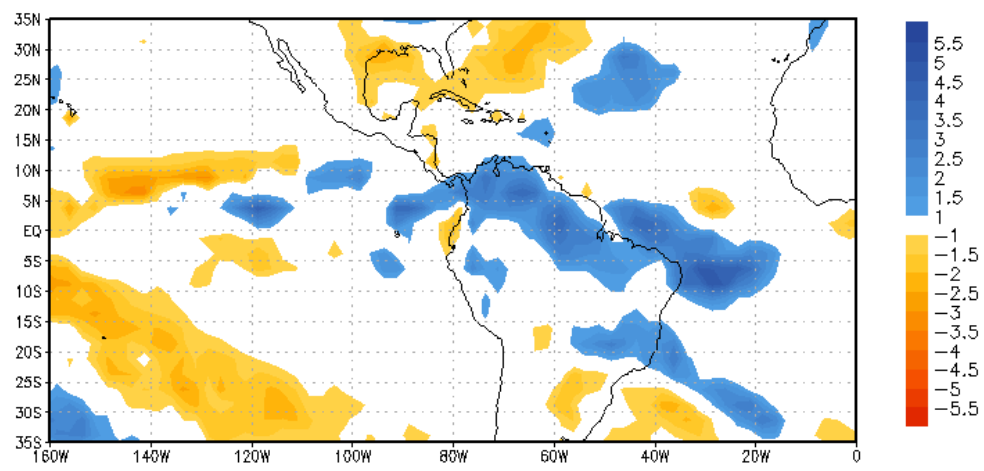


Figura 54. Anomalia da Precipitação (mm) referente a MAM de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.

3.1.3 Ano de 1995 Úmido.

As anomalias de TSM no Oceano Pacífico afeta vários lugares do planeta através dos padrões de teleconexão e entre essas regiões estar o Nordeste Brasileiro, contudo, está propagação leva um tempo para afetar essas regiões. (HASTENRATH E HELLER, 1977; MOURA E SHUKLA, 1981; NOBRE E SHUKLA, 1996, ANDREOLI E KAYANO, 2004).

O ano de 1995 foi escolhido com base no aquecimento da TSM no Pacífico que começou a aquecer em agosto de 1994 e manteve-se assim até aproximadamente fevereiro do ano 1995 (Gráfico 4), resfriando-se na estação de MAM (Figura 56). Anomalias positivas podem ser observadas por todo o Pacífico Leste e central durante o verão austral (DJF) seguidas de anomalias negativas no Atlântico Norte e Sul próxima à costa do continente sul americano e anomalias positivas na costa da África (Figura 55). Na estação chuvosa anomalias negativas da TSM começam a surgir na costa oeste da América do Sul, esse resfriamento é acompanhado por um aquecimento nas águas superficiais do Atlântico Tropical Norte e sul, com uma faixa de anomalias mais frias da TSM que se estende da costa africana até a costa da América do Sul atravessando o equador. (Figura 56).

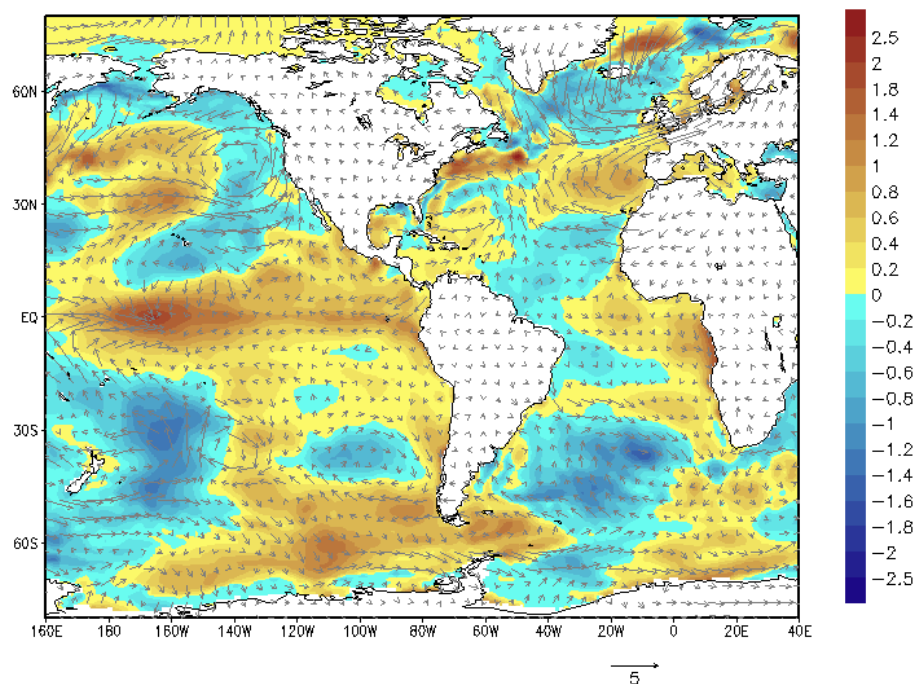


Figura 55. Anomalia da TSM (K) (sombreado) e de vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a DJF de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.

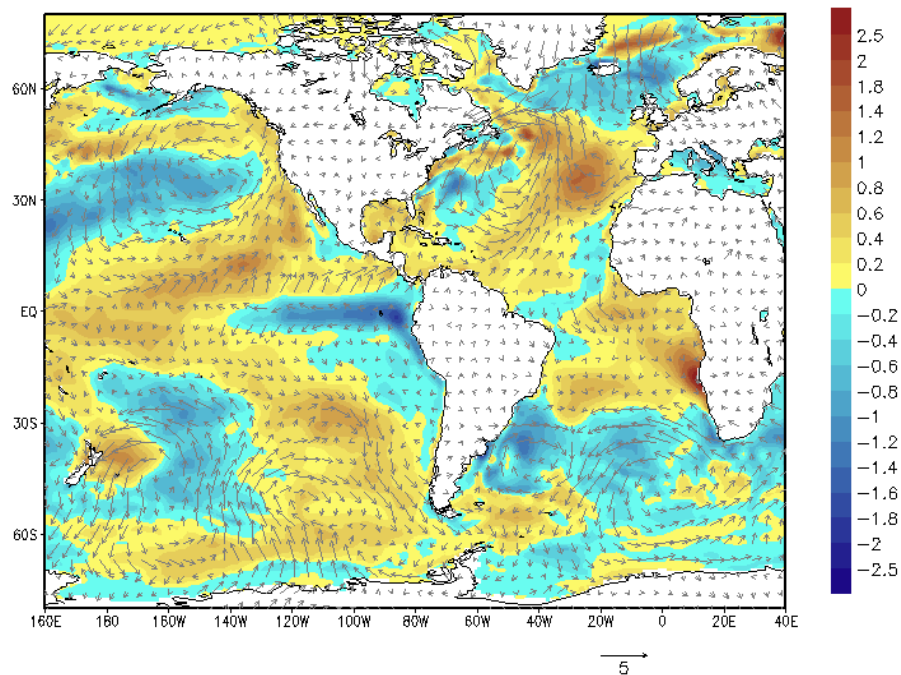


Figura 56. Anomalia da TSM (K) (sombreado) e vento ($m.s^{-1}$) (vetores) referente a MAM de 1995.

Fonte: Pesquisa Direta.

O aumento da pressão sobre o Pacífico está associado a diminuição das anomalias positivas da TSM no lado leste da bacia (Figura 57), esse aumento da pressão favorece o deslocamento da convecção para norte (Figura 59). No Atlântico, as anomalias negativas da PNM na região dos centros das altas subtropicais provocam enfraquecimento da ASAN e um deslocamento para sul e oeste da ASAS, enfraquecendo os alísios de ambos os Hemisférios (Figura 57), este enfraquecimento do vento resulta em divergência aproximadamente em $1^{\circ}N$, esta divergência no ATLTS induz fluxo anômalo para sul ocasionando convergência aproximadamente a $3^{\circ}S$, a Figura 61 mostra que para esta região houve fortalecimento dos ventos aproximadamente entre $3^{\circ}S$ - $15^{\circ}S$. O fortalecimento dos ventos pode estar associado a convergência do vento nesta área. A intensificação do vento nesta região acontece em conjunto a anomalias positivas do fluxo de calor e da TSM, sendo assim, a ATSM nesta região, é a responsável pelas anomalias de fluxo de calor. No Atlântico Norte, duas faixas de anomalias de fluxo de calor podem ser observadas, a primeira faixa de anomalias centrada entre o Equador e $15^{\circ}N$ apresenta anomalias negativas do fluxo de calor (Figura 58), a segunda faixa de ATSM negativas que se estende da África até à costa da América do Sul e ventos mais fracos (Figura 56) nesta área as anomalias do fluxo parecem responder a faixa de TSM mais fria, esta região na costa Africana como mencionado anteriormente, é uma região de ressurgência, e o enfraquecimento dos ventos de nordeste aflora a ressurgência de águas mais frias, ocasionado

o que se chama de retroalimentação negativa (CHANG ET AL., 1997) com toda essa região com anomalias de fluxo negativo (Figura 58). A segunda faixa acima de 15°N, exibe anomalias positivas do fluxo de calor, ATSM positivas e enfraquecimento do vento. Para esta região o mecanismo atuante parece ser o de retroalimentação positiva (CHANG ET AL., 1997).

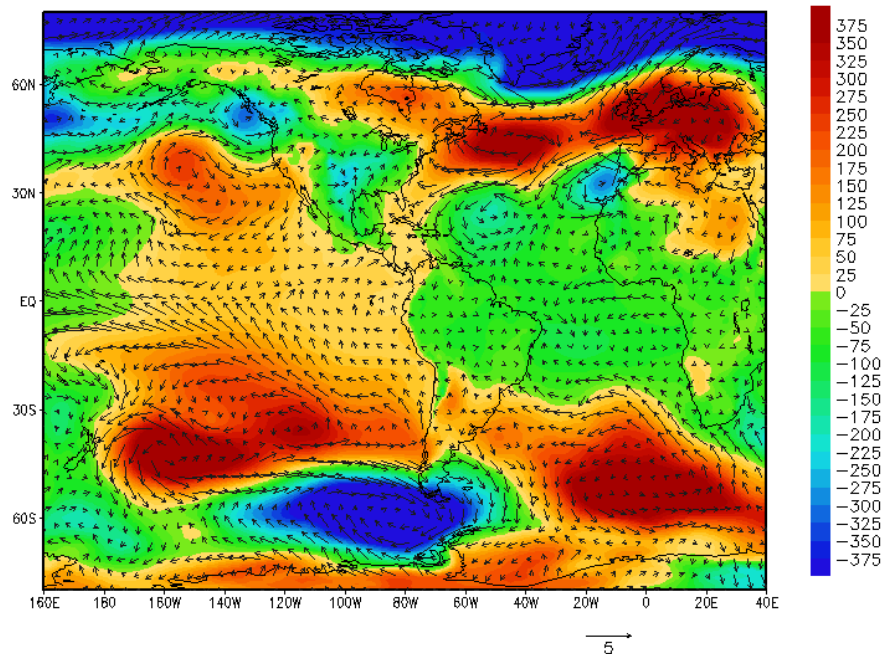


Figura 57. Anomalia da Pressão ao Nível do Mar (hPa) (sombreado) e vento (m.s-1) (vetores) referente a MAM de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.

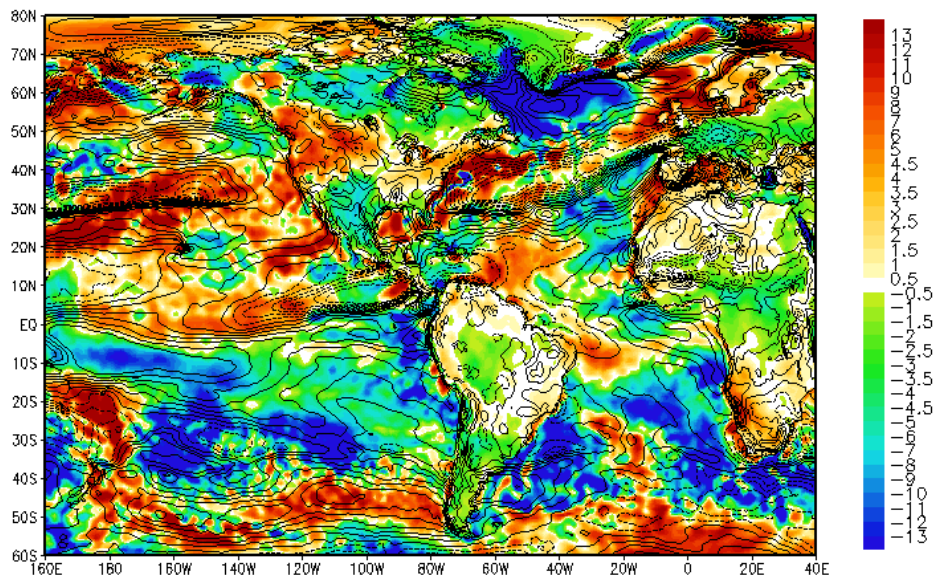


Figura 58. Anomalia da soma dos fluxos de calor sensível, calor latente e radiação térmica ($w.m^2 \times 10^3$) (sombreado) em superfície e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) (contorno) referente a MAM de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.

A convergência em baixos níveis sobre a região nordeste da América do Sul e áreas oceânicas adjacentes, junto a divergência em altos níveis (Figura 59) e o deslocamento para sul da ASAS, estão relacionadas a intenso movimento ascendente na região centrada em aproximadamente $1^{\circ}\text{N} - 4^{\circ}\text{S}$. Esse movimento está associada à célula meridional que possui ascendência sobre o nordeste e subsidência sobre latitudes acima de 9°S (Figura 61). Esta célula induz ascendência do ar como mencionado anteriormente favorecendo convecção. No Pacífico Leste, as anomalias de TSM negativas próximo à costa do Peru induziram a um aumento da pressão e a anomalias de divergência em baixos níveis acompanhadas de fortes movimentos subsidente sobre a região (Figura não mostrada), intensificando os efeitos de ascendência sobre o Nordeste como pode ser visto na Figura 60 da célula de Walker. A convergência do vento no Sul, a célula meridional, as anomalias associadas a TSM negativas no Pacífico junto as ATSM positiva no Atlântico Sul, proporcionaram um ambiente favorável para o posicionamento mais ao sul da ZCIT. Sendo assim, é possível sugerir que as anomalias positivas do Pacífico no verão de 1994-1995 não exerceram influências sobre estação chuvosa, sugerindo que as repostas da precipitação em relação ao resfriamento das águas superficiais do Pacífico foram mais rápidas.

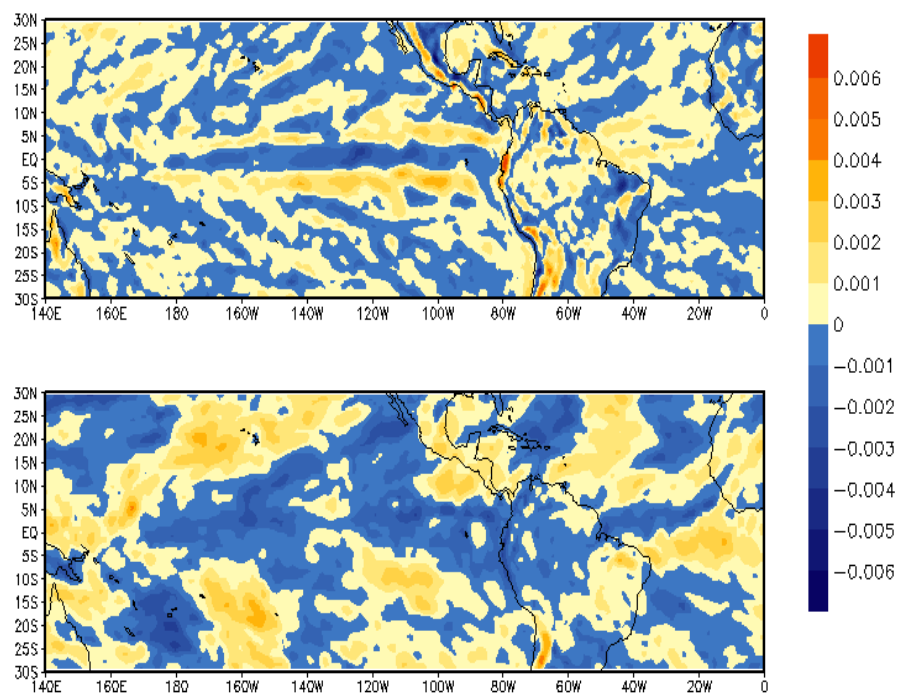


Figura 59. Divergência do vento em baixos 925 hPa (superior) e altos 200 (hPa) (inferior) referente a MAM de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.

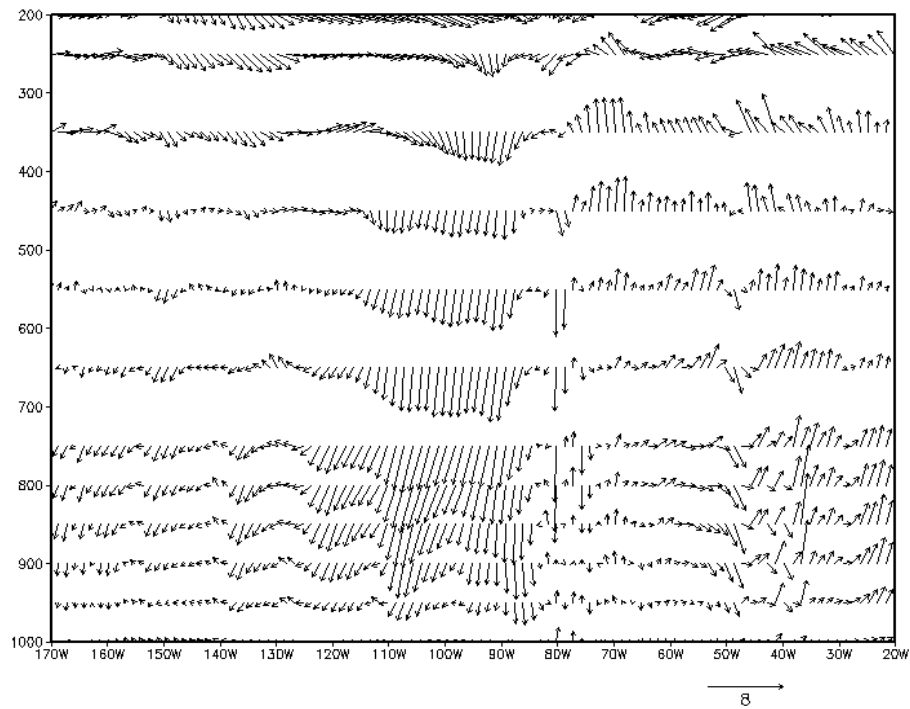


Figura 60. Perfil vertical da célula de Walker para referente a MAM de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.

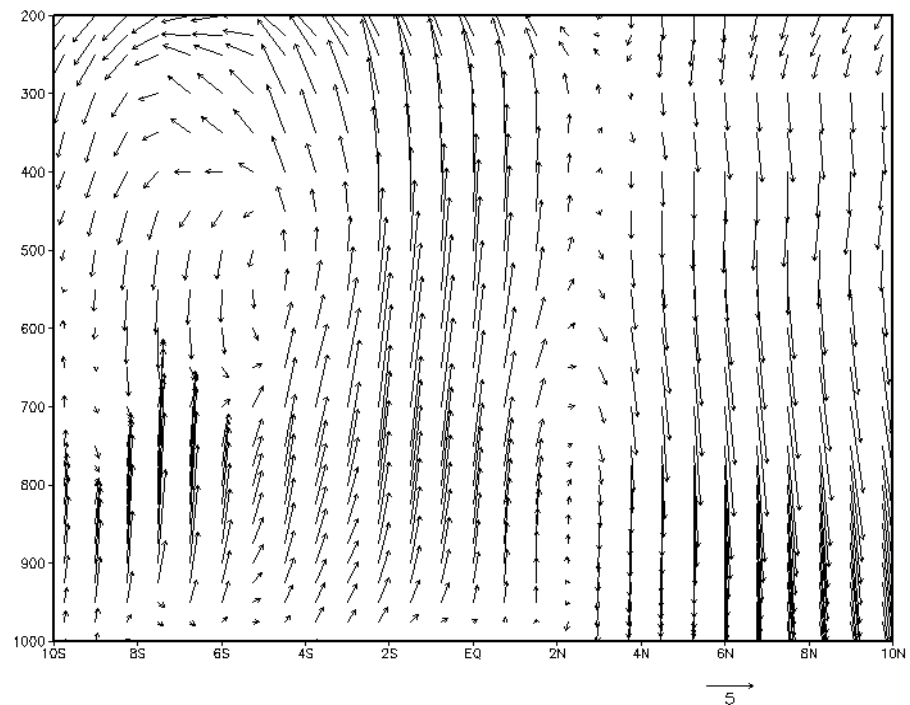


Figura 61. Perfil vertical da célula de Hadley referente a MAM de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.

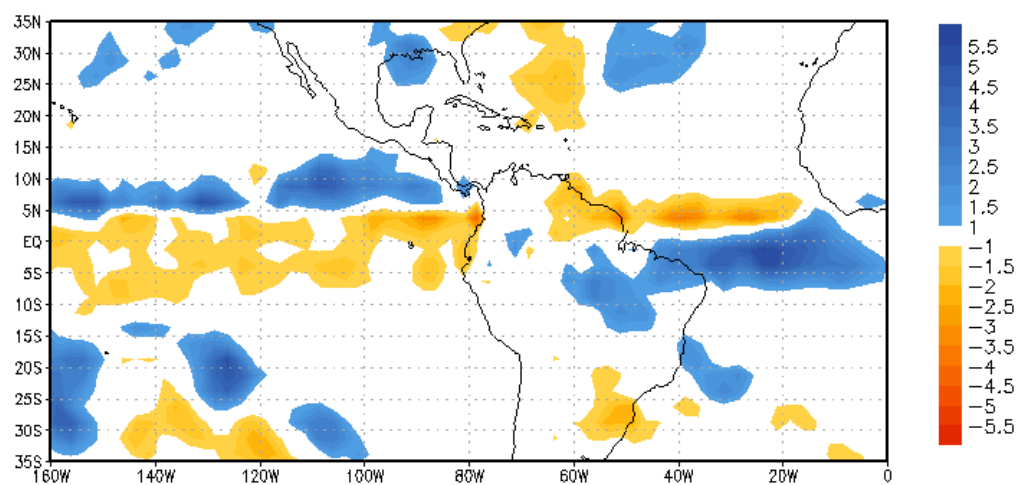


Figura 62. Anomalia da Precipitação (mm) referente a MAM de 1995. Fonte: Pesquisa Direta.

4. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos para o estudo de caso mostraram-se mais satisfatórios que os obtidos nas análises de compostos. Eles mostraram que mesmo a variabilidade dos extratropicais sendo maior e mais intensa que a das regiões tropicais, elas não foram capazes de inibir ou cancelar as pequenas variações nessas regiões para os anos estudados. Sendo essas pequenas variações importantes para determinar a qualidade das estações chuvosas no nordeste brasileiro para os cinco anos de estudos. Para os anos de 1983 e 2011 onde os efeitos do El Niño e La Niña foram mais intensos, respectivamente. Houve intensificação dos efeitos da célula de Walker. Em 1983 (El Niño) sofrendo uma bifurcação da célula e no ano 2011 (La Niña) intensificação dos seus ramos. No entanto, para anos considerando fracos ou moderados como o caso de 2010 (El Niño) e 1985 (La Niña) o efeito da célula é propagado através de células menores na região tropical. Sendo assim, foi observado que o ENOS pode ter sua teleconexão influenciada de maneira diferente dependente da intensidade do evento.

É conhecido na literatura que a variabilidade do Atlântico Norte é importante para determinar a qualidade da estação chuvosa no NNB, no entanto, os resultados mostraram que a variabilidade do Atlântico Sul é tão importante quanto o ATLN, sendo a variação das altas subtropicais importante para a variabilidade destas bacias. Contudo, foi possível perceber que as bacias norte e sul do Atlântico são influenciadas de maneiras diferente a estas variações, mostrando variabilidade diferente entre si. Todavia, o interesse do estudo não é quantificar a influência da variabilidade de cada bacia sobre a estação chuvosa, assim fica de sugestão para estudos futuros.

A variação da Altas subtropicais junto as anomalias de vento e o gradiente de temperatura influenciam o posicionamento da ZCIT (HASTENRATH E HELLER 1977). Contudo, o que se constatou para os anos em estudo foi que na ausência da oposição de sinais nas anomalias de TSM das bacias tropicais norte e sul, com ambas apresentando anomalias de mesmo sinal e magnitudes semelhantes como no caso de 1995, à convergência dos ventos tende a ocorrer mais a sul, e neste caso ela vai determinar o posicionamento da ZCIT.

Em anos como 1995 e 2011 onde não há oposição de sinais entre a TSM próximo aos trópicos, mas sim anomalias de mesmo sinais com magnitudes diferentes, elas não parecem serem o suficiente para o surgimento da célula meridional trans-equatorial descrita por Moura e Shukla (1981). No entanto para anos como 2010 em que ocorreu a oposição de ATSM na região equatorial é possível notar sinais dela. Sendo assim, para os anos estudados a célula

meridional termalmente direta que atravessa o equador ocorreu nos casos onde houveram oposição de sinais na TSM do ATLTN e o ATLTS, não sendo o gradiente inter-hemisférico suficiente para a formação da célula.

A variação do fluxo de calor na região equatorial ocorre principalmente pelo forçamento do vento que influencia diretamente na troca de calor entre a superfície oceânica e a atmosfera, concordando com os resultados obtidos por Chang et al. (1997), que esta variação ocorre principalmente pelo mecanismo de retroalimentação para a maioria dos anos. Entretanto para o ano de 2011 onde gradiente meridional de TSM foi intenso o mecanismo de variabilidade no equador aconteceu pela variação de temperatura na interface ar-mar.

Na costa da África na região conhecida pela ressurgência, o mecanismo parece que segue a variação da temperatura na interface oceano-atmosfera, em resposta a mudanças na TSM. Nesta região para alguns casos como o de 2010, a desintensificação dos ventos de nordestes sugere a ocorrência de uma diminuição na ressurgência aumentando as anomalias da TSM ali, influenciando a maior perda de calor para atmosfera (XIE E CARTON, 2004). O inverso ocorre para ano de 1995 onde uma intensificação do vento pode ser associada a águas mais frias, no entanto, o fluxo para cima foi menos intenso. Sugere-se que nesta região a variabilidade da TSM ocorra em decorrência do mecanismo de ressurgência. Sendo assim, seria interessante uma investigação mais detalhada da influência dos ventos de nordeste para essa região e como ela afeta as anomalias da precipitação para o NNB.

A seca de 1983 foi provocado por um intenso evento de El Niño que ocasionou uma bifurcação da célula de Walker, causando intensa subsidência sobre as áreas continentais tropicais, intensificada ainda mais por um deslocamento para norte da ASAS fortalecendo o movimento subsidente na região, dificultando os movimentos ascendentes e a convecção. Associado a isso houve um forte aumento nas anomalias de TSM a norte e um maior fluxo trans-equatorial para este Hemisfério, favorecendo a permanência da ZCIT a norte do equador. A seca de 2010 foi menos intensa em relação a 1983, devido menor intensidade do El Niño que neste ano foi moderado e caminhava para sua dissipação. Assim ao invés de ver a bifurcação da célula como em 1983, ela apresentou um padrão de ocorrência de células menores. Diminuindo o efeito da subsidência sobre a região. A ATSM mais quentes na região sugere-se um ambiente mais úmido.

A estação chuvosa acima da média no ano de 1985 foi associada a forte atuação do evento de La Niña, induzindo intenso movimento de ascendência juntamente com o movimento ascendente da célula de Hadley, associado a águas oceânicas adjacentes mais quente e a fortes

fluxos trans-equatoriais para sul favorecendo a descida da ZCIT para este Hemisfério, impulsionando a convecção para este ano. A ocorrência de anomalias de TSM mais concentradas no Pacífico associadas ao La Niña, induziram em 2011 como em 1985 uma grande região de ascendência sobre regiões continentais tropicais, para esse ano a célula de Walker não teve muita influência, sendo a circulação meridional o forçamento da ascendência, associada a anomalias positivas da TSM na costa do Nordeste e uma convergência dos ventos na região, favorecendo o deslocamento para sul da ZCIT. Os efeitos combinados da La Niña e da descida da ZCIT foi o responsável pela anomalia positiva na estação chuvosa.

A pesar de 1995 tenha sido escolhido por ter apresentado um El Niño fraco em 1994 e a ATSM ter voltado a resfriar a partir de março, os resultados mostram que as anomalias positivas da estação chuvosa responderam ao resfriamento, apresentando um tempo de resposta menor, com uma propagação dos efeitos da anomalia da célula de Walker semelhantes à dos eventos de La Niña. As anomalias de precipitação para este ano responderam a variação da alta subtropical do Hemisfério Sul. As anomalias no campo de vento mostram que não houve interação entre os hemisférios, sendo reforçados pelas suas próprias anomalias de vento que sugiram da divergência a norte do equador.

Os resultados obtidos aqui mostraram-se satisfatórios para o estudo dos mecanismos da região tropical.

7. REFERENCIAS

- ACEITUNO, P.: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American, sector. Part II: upper-air: circulation. **Journal of Climate**, V. 2 P. 341-355. 1989
- ADLER, R. F.; HUFFMAN, G. J.; CHANG, A.; FERRARO, R.; XIE, P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND, J.; ARKIN, P.; NELKIN, E.: The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). **Journal Hydrometeorology**, V. 4, P.1147-1167. 2003
- ANDREOLI R. V.; KAYANO M. T; A Importância Relativa do Atlântico Tropical Sul e Pacífico Leste na Variabilidade de Precipitação do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, V. 22, N. 1, P. 63-74, 2007.
- ANDREOLI R. V.; KAYANO M. T.; GUEDES R. L.; OYAMA M. D.; ALVES M. A. S.; A Influência da Temperatura da Superfície do Mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico na Variabilidade de Precipitação em Fortaleza. **Revista Brasileira de Meteorologia**, V.19, N. 3, 337-344, 2004
- ARAÚJO, S. M. S; A Região semiárida do nordeste do Brasil: Questões Ambientais e Possibilidades de uso Sustentável dos Recursos. **Rios Eletrônica** (FASETTE), V. 5, P. 89-98, 2011.
- BARNSTON, A. G.; R. E. LIVEZEY; Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. **Monthly Weather Review**, V.115, P.1083-1126. 1987
- CARTON, J. A.; CAO, X.; GIESE, B. S.; SILVA, A. M.; Decadal and Interannual SST Variability in the Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical oceanography**, V. 26, P.1165-1175, 1996.
- CAVALCANTI I. F. A.; OLIVEIRA G. S.; **Teleconexões**. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE). Disponível em: <
<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/esteleg.html> > acesso em: 27 de abril de 2016

CHANG, P.; JI, L.; LI, H.; A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. **Nature**, P. 516-518, 1997

CHANG, P.; SARAVANAN, R.; LINK, J.; HERGERL, G. C.; The Effect of Local Sea Surface Temperatures on Atmospheric Circulation over the. **Journal of Climate**, V. 13, P. 2195-2216, 2000.

CHARNEY, J.; STONE, P.; QUIRK, W. J.; Drought in the Sahara: A Biogeophysical Feedback Mechanism. **Science**, v. 187, p. 434-435, 1975.

CHIANG, J. C. H.; KUSHNIR, Y.; GIANNINI A.; Deconstructin Atlantic ITCZ variability: Influence of the local cross-equatorial SST gradient and remote forcing from the eastern equatorial Pacific. **Journal of Geophysical Research**, in press. 2000

CHU, P. S.; Diagnostic studies of rainfall anomalies in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review** V. 111, P. 1655-1664. 1983

COELHO, C.A.S.; UVO, C.B.; AMBRIZZI, T.; Exploring the Impacts of the Tropical Pacific on the Precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical and Applied Climatology**. V.71, P. 185-197, 2002.

COVEY, D. L., HASTENRATH, S., The Pacific El Niño phenomenon and the Atlantic circulation. **Monthly Weather Review** V. 106, P. 1280-1287, 1978

CURTIS, S.; HASTENRATH, S.; Forcing of Anomalous Sea Surface Temperature Evolution in the Tropical Atlantic During Pacific Warm Events. **Journal of Geophysical Research Oceans**, V. 100, P. 15835-15847, 1995.

ENFIELD D. B.; MAYER D. A.; Tropical Atlantic Sea Surface Temperature Variability and its relation to El Niño-southern oscillation. **Journal of Geophysical Research**, V. 102, P. 929-945, 1997.

ENFIELD, D. B.; El Nino, Past and Present. *Reviews of Geophysical*. V.27, p. 159-187. 1989.

FERREIRA, N. S.: Zona de Convergência Intertropical. *Climanálise Especial. Edição Comemorativa de 10 anos*. P. 136 – 139. 1996.

GIANNINI A.; CANE M. A.; KUSHNIR Y.; Interdecadal Changes in the ENSO Teleconnection to the Caribbean Region and the North Atlantic Oscillation. **Journal of Climate**, V.14. P. 2867–2879. 2001

GIANNINI A.; CHIANG J. C. H.; CANE M. A.; KUSHNIR Y.; SEAGER R.; The ENSO Teleconnection to the Tropical Atlantic Ocean: Contributions of the Remote and Local SST's to Rainfall Variability in The Tropical America. **Journal of Climate**. V.14, P. 4530-4554. 2001

GLANTZ, M. H.; **Currents of change: El Niño's impact on climate and society**. Cambridge University Press. 194 pp. 1996.

GOMES FILHO, M. F.; **Um estudo sobre a influência do albedo diferencial e da orografia na circulação atmosférica: Uma aplicação para o Nordeste Brasileiro**, INPE-1640-TDL/015, INPE, São José dos Campos (SP), 1979.

GONZALEZ R. A.; ANDREOLI R. V.; CANDIDO L. A.; KAYANO M. T.; SOUZA R. A. F.; A influência do evento El Niño – Oscilação Sul e Atlântico Equatorial na precipitação sobre as regiões norte e nordeste da América do Sul. **Acta Amazonica**. V. 24, N. 4, P. 469-480, 2013

GREATBATCH R. J.; The North Atlantic Oscillation. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment Entretiens Jacques-Cartier, Montreal 2000 Version as of May 4, 2000

HASTENRATH, S.; HELLER, L.; Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quart. Journal Royal**, V. 103, P. 77-92, 1977

HASTERNRATH S.; Interannual variability and Annual cycle: Mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector. **American Meteorological Society** V. 112 p. 1097-1107. 1984.

HASTERNRATH S.; Prediction of Northeast Brazil Rainfall Anomalies. **American Meteorological Society**. V. 3, P. 893-904. 1990

HUFFMAN, G.J; ADLER R. F.; BOLVIN, D. T.; GU G.; : Improving the Global Precipitation Record: GPCP Version 2.1. **Geophysical Research Letter**, V. 36, L. 17808, doi:10.1029/2009GL040000, 2009

HURRELL J. W.; Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. **Science** V.269 P. 676-679. 1995b

KAYANO M. T.; ANDREOLI R. V.; Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies, **Journal Geophysical Research**, 109, C11011, 2004, doi:10.1029/2004JC002429.

KAYANO M. T.; ANDREOLI R. V. Relationships between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Niño–Southern Oscillation. **Journal Geophysical Research**, VOL. 111, D13101, 2006, doi:10.1029/2005JD006142.

KAYANO M. T., ANDREOLI, R. V.; Clima da Região Nordeste do Brasil. In: Ogr (s): Albuquerque, I. F., Ferreira, N. J., Silva, M. G. A. J., SILVA DIAS, M. A. F. Tempo e Clima no Brasil, São Paulo: **Oficina de Textos**, 2009, p. 213-233.

KAYANO, M. T; ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R.A.F; Evolving anomalous SST patterns leading to ENSO extremes: relations between the tropical Pacific and Atlantic Oceans and the influence on the South American rainfall. **International Journal of Climatology** V. 31, P. 1119-1134, 2011.

TRENBERTH, K.E.; The Definition of El Niño, **Bull. Amer. Met.**, V. 78, P. 2771-2777.1997a
Disponível em: <<http://www.cgd.ucar.edu/cas/papers/clivar97/en.dfn.html>> acesso em: 03 de maio de 2017

KILADIS, G. N.; VAN LOON H.: The Southern Oscillation. Pt VII: Meteorological anomalies over the Indian and Pacific sectors associated with the extremes of the oscillation. **Monthly Weather Review**, V. 116, P. 120-136. 1988

KLEIN, S. A.; SODEN, B. J.; LAU N. C.; Remote sea surface variations during ENSO: evidence for a tropical atmospheric bridge. **Journal Climate**. V. 12, P. 917-932

KOUSKY, V.E; CHU, P.S; Flutuations in annual rainfall for Northeast Brazil. **J. Meteor. Society Japan**, V. 56, P. 457- 465. 1978

KUSHNIR Y. Europe's winter prospects. **Nature** N. 398 P. 289-291, 1999

LI, J.; XIE, S. P.; COOK E. R.; HUANG G.; D'ARRIGO R.; LIU, F.; MA J.; ZHENG, X. T.; Interdecadal modulation of El Niño amplitude during the past millennium. **Nature Climate Change**. 2011

MARENGO J. A.; ALVES L. M.; SOARES W. R.; RODRIGUEZ D. A.; CAMARGO H.; RIVEROS M. P.; PABLO A. D.; Two Contrasting Severe Seasonal Extremes in Tropical South America in 2012: Flood in Amazonia and Drought in Northeast Brazil, **Journal of Climate**, V. 26, P. 9137-9154. 2013

MARENGO J. A.; VALVERDE, M.; **Caracterização do clima no Século XX e Cenário de Mudanças de clima para o Brasil no Século XXI usando os modelos de IPCC AR4**. Multiciência (UNICAMP), V. 8, P. 5-28, 2008.

MARKHAM, C. G.; MCLAIN, D. R.; Sea Surface temperature related to rain in Ceara, Northeastern Brazil, **Nature**, V. 265, P. 320-325. 1977.

MARQUES, V.S.; RAO, V.B.; MOLION, L.C.B.; Interannual and seasonal variation in the structure and energetics of the atmosphere over Northeast Brazil. **Tellus**, N. 35, P. 136-148, 1983.

MECHOSO C. R.; LYONS S. V.; SPAHR J. A.; The Impact of Sea Surface Temperature Anomalies on The rainfall over Northeast Brazil. **Journal Climate**. American Meteorological Society. Vol. 3. P. 812-826 .1990

MELO, A. B. C.; **Previsibilidade da precipitação na Região Semiárida do Nordeste do Brasil, durante a estação chuvosa, em função do comportamento diário das chuvas na pré-estação**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA). Universidade Federal da Paraíba – UFPB. Campina Grande-PB. 1997. 100 p.

MELO, A. B. C.; NOBRE, P.; MELO, M. L. D.; SANTANA, S. C. Estudo climatológico da posição da ZCIT no atlântico equatorial e sua influência sobre o Nordeste do Brasil. In: **XI Congresso Brasileiro De Meteorologia CBMET**, 2000, Rio de Janeiro. Anais 1980-2006 CBMET, 2000.

MENEZES H. E. A.; BRITO J. I. B.; SANTOS C. A. C.; SILVA L. L.; A Relação Entre A Temperatura Da Superfície Dos Oceanos Tropicais E A Duração Dos Veranicos No Estado Da Paraíba. **Revista Brasileira de Meteorologia**, V.23, N.2, P. 152-161, 2008

MENEZES H. E. A.; BRITO J. I. B.; Zona De Convergência Intertropical Do Atlântico Sul. **REA – Revista de estudos ambientais (Online)**, Bahia V.13, N. 1, P. 53-61, jan./jun. 2011.

MO, K. C.; LIVEZEY, R. E.; Tropical-extratropical geopotential height teleconnections during the Northern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, V. 114, P.2488-2515. 1986

MOLION, L.C.B; BERNARDO, S. O; Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. **In: XI congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2000, Rio de Janeiro. Anais do XI CBMET. Rio de Janeiro, RJ: SBMET, 2000.

MOURA A. D.; SHUKLA J.; On the Dynamics of Droughts in Northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical Experiments with a General Circulation Model. **Monthly Weather Review - American Meteorological Society**. P. 2653-2675, 1981.

MOURA G. B. A.; ARAGÃO J. O. R.; MELO J. S. P.; SILVA A. P. N.; GIONGO P. R.; LACERDA F. F.; Relação entre a precipitação do leste do Nordeste do Brasil e a temperatura dos oceanos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. V. 13, N. 4, P. 462–469, 2009.

NAMIAS, J.; Influence of northern hemisphere general circulation on drought in Northeast Brazil, **Tellus**, N. 24, P. 336-42, 1972.

NIGAM, S.; BAXTER, S.; Teleconnections. In: Gerald R. North, John Pyle and Fuqing Zhang. **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**, 2º edição, Vol 3, P. 90–109. 2014

NOAA - CLIMATE PREDICTION CENTER. Introdução Teleconexões. Disponível em: <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/teleintro.shtml>> acesso em: 03 de maio de 2016

NOAA – National Center For Environmental Information. National Oceanic and Atmosphere Administration. **North Atlantic Oscillation (NAO)**. Disponível em:<<https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/nao/>> acesso em: 27 de abril de 2016

NOBRE, C. A. e MOLION, 1986: Climanálise Especial. Edição Comemorativa de 10 anos.

NOBRE, C.; SHUKLA, J.; Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal Climate**, V. 9, P. 2464-2479, 1996.

PEZZI, L. P.; QUADRO, M. F.; SOUZA, R. G.; Uma Revisão dos Processos de Interação Oceano-Atmosfera em Regiões de Intenso Gradiente Termal dos Oceanos Atlântico Sul Baseada em Dados Observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2016.

- PHILANDER, S. G.; **El Niño, La Niña, and Southern Oscillation**. Academic Press, Londres, 1991, P. 289
- POLZIN D.; HASTENRATH S.; Climate of Brazil's Nordeste and Tropical Atlantic Sector: Preferred Time Scales Of Variability. **Revista Brasileira de Meteorologia**, V.29, N.2, P. 153 - 160, 2014
- PRELA, A.; GARCIA, B. I. L.; PEREIRA, A. R.; Variação de Graus-dia em Piracicaba (SP), em anos de El niño e La niña. **Bragantia, Campinas**, V.65, N.3, P.527-532, 2006
- QUINN, W. H.; **El Niño in the Encyclopedia of Climatology**, edited for J. E. Oliver and R. W. Fairbridge p. 411, Van Nostrand Reinhold, New York, 1987.
- RAO, B. V.; SATYAMURTY, P.; BRITO, J.I B.; On the 1983 Drought in North-east Brazil. **Journal Climatology**. V. 6, P. 43-51, 1986.
- RODRIGUES R. R.; HAARSMA R. J.; CAMPOS E. J. D.; AMBRIZZI T.; The Impacts of Inter-El Niño Variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil Climate. **Journal of Climate**, American Meteorological Society. Vol 24.
- ROGERS, F. C.; The Association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. **American Meteorological Society**. V. 112. 1984
- SACCO M. A. L.; Teleconexões Atmosféricas e a Previsão Numérica do Clima na América do Sul. 2010. 120f. Dissertação (Mestrado em Ciências) **Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas**. Universidade de São Paulo. 2010
- SANTOS E. P.; FILHO I. M. C.; BRITO J. I. B.; Influência do Índice de Oscilação Sul (IOS) e Anomalia do Niños sobre as chuvas no Nordeste Brasileiro In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, XVI. 2010, Belém Anais Belém, 2010.
- SARAVANAN, R.; CHANG, P.; Interaction between Tropical Atlantic Variability and El Niño Southern Oscillation. **Journal climate**. v. 13, p. 2177-2194, 2000.
- SASAKI D. K.; **Mudanças dos modos de variabilidade do Atlântico Tropical no século XX**. 2014. 80f. Dissertação (Mestrado em Ciências). Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. 2014

SERVAIN, J. M.; Simple Climatic Indices for the Tropical Atlantic Ocean and some Applications. **Journal Geophysical**. V. 96, P. 15137-15146. 1991.

SERVAIN, J.; MERLE, J.; Interannual climate variations over the tropical Atlantic Ocean, NATO ASI Series, Vol. 16, **Prediction of Interannual Climate Variations**, edited by J. Shukla, Springer-Verlag, Berlin, 153–171, 1993.

SILVA G. A. M.; **Introdução A Variabilidade De Baixa Frequência E Teleconexões**. Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG/USP, São Paulo, Brasil. Disponível em: < http://www.dca.iag.usp.br/www/material/ambrizzi/clima1/clim1_variabilidade_de_baixa_frequencia.pdf > acesso em: 27 de abril de 2016

SILVA M. E. S.; SILVA C. B.; Variabilidade Climática – processos físicos e dinâmicos nos oceanos e atmosfera. **Revista do Departamento de Geografia** – Universidade de São Paulo, Volume Especial 30 anos, P. 372-406, 2012

SOUZA, P.; CAVALCANTI, I. F. A.; Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. **International Journal of Climatology**. V. 29, P. 2091–2105, 2009.

SUTTON R. T., JEWSON S. P., ROWELL D. P. The Elements of Climate Variability in the Tropical Atlantic Region. **American Meteorological Society**. V. 13 P. 3261-3284. 2000

TEDESCHI, R. G.; CAVALCANTI, I. F. A.; Influência do ENOS Canônico e Modoki na precipitação da América do Sul. In: **X EPGMET**, 2010, Cachoeira Paulista. X EPGMET. 2010

TOURRE Y. M.; RAJAGOPALAN B.; KUSHNIR Y.; Dominant Patterns of Climate Variability in the Atlantic Ocean Region During the Last 136 Years. **Journal of Climate**. 1998

TRENBERTH, K. E.; BRANSTATOR G. W.; KAROLY D.; KUMAR A.; LAU N-C.; ROPELEWSKI, C.; Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. . **Journal Geophysical Research**, (special TOGA issue), (in press). 1997

TRENBERTH, K. E.; T. J. HOAR; The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation Event: Longest on record. **Geophysical Research Letters**. V.23, P.57-60. 1996a:

TRENBERTH, K. E.; T. J. HOAR; The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation event: Longest on record. Proc. Symposium on Global Ocean-Atmosphere-Land System (GOALS). Atlanta, 28 January- 2 February, P.84-87. 1996b

UVO, C. B., REPELLI, C. A., ZEBIAK, S. E., KUSHNIR, Y. The Relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly Precipitation. **Journal Climate**. V.11, P. 551-561. 1998.

VAN LOON, H. ROGERS, J. C. The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description. **Monthly Weather Review** V.106 P. 296-310. 1978

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia Versão Digital 1. In: **Perturbações Atmosféricas**. P. 444-446 Recife. 2005.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia. **Versão Digital**. Recife, Brasil. 2006.

VENEGAS S. A., MYSAK L. A., STRAUB D. N. Atmosphere–Ocean Coupled Variability in the South Atlantic. *Journal Climate*. **American Meteorological Society**. Vol. 10. 1997

WALKER G. T. Correlations in seasonal variations of weather IX. Mem Ind Meteor Dept V. 24, P. 275-332 (1924)

WALKER G.T., BLISS E. W. World weather V. **Memory Roy Meteorology Society**. P. 53-84. 1932

WALLACE J. M., GUTZLER D. S., Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, V. 109, P. 784-812. 1981.

WARD, M. N., FOLLAND, C. K Prediction of seasonal rainfall in the north Nordeste of Brazil using eigenvectors of sea surface temperature. Int. **Journal Climatology**. V. 11, p. 711-743, 1991

XAVIER, T. M. B, XAVIER, A. F. S., Caracterização de períodos secos ou excessivamente chuvosos no estado do Ceará através da técnica dos quantis: 1964-1998. **Revista Brasileira de Meteorologia**. V. 14, P. 63-78, 1999.

XAVIER, T. M. B, XAVIER, A. F. S., SILVA DIAS, M. A., SILVA DIAS, P. L., Interrelações Entre Eventos ENOS (ENSO), a ZCIT (ITCZ) no Atlântico e a Chuva nas Bacias Hidrográficas do Ceará. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v. 8, p. 11-116. 2003.

XIE S. P., CARTON J. A. Tropical Atlantic Variability: Patterns, Mechanisms, and Impacts. To appear in Earth Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, C. Wang, S.P. Xie, and J. A. Carton (eds.), **Geophysical Monograph**, AGU, Washington, D.C., 2004.